

東北日本弧の地震波速度・異方性構造と温度および流体分布

著者	中島 淳一
学位授与機関	Tohoku University
学位授与番号	2011
URL	http://hdl.handle.net/10097/45672

博士論文

東北日本弧の地震波速度・異方性構造と
温度および流体分布

中島 淳一

平成 14 年

謝辞

本研究を行うにあたり，長谷川昭教授には終始変わらぬ熱心なご指導と激励を賜り，心より感謝申し上げます。浜口博之教授，藤本博巳教授，大竹政和教授，佐藤春夫教授には日頃より貴重なご教示を頂きました。心よりお礼申し上げます。

松澤暢助教授には日頃から熱心に議論していただき，多くのご示唆を頂きました。また，論文の原稿を丁寧に読み，不備な点をご指摘頂きました。海野徳仁助教授，山本清彦助教授，三品正明助教授には多くの有益なご助言を頂きました。東京大学地震研究所の武井康子博士，東北大学大学院理学研究科地球物質科学科の吉田武義教授，愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センターの趙大鵬助教授，大阪大学大学院理学研究科の佐藤博樹助教授には多くのご助言を頂くと共に有益な議論をして頂きました。心より感謝いたします。千葉大学の津村紀子博士には減衰構造のデータを，固体地球物理学講座の吉本和生博士には震源データ，検測データを提供して頂きました。産業技術総合研究所の光畑裕司博士には比抵抗構造の結果を提供して頂きました。深く感謝いたします。

本研究には，北海道大学，弘前大学，東京大学，気象庁の定常観測点および防災科学技術研究所の高感度地震観測網（Hi-net）で得られたデータを使用させて頂きました。また，「97-99 東北脊梁山地合同地震観測・構造探査実験」の一環として設置された観測点，1996 年，1997 年に鬼首地域で実施された臨時観測で設置された観測点，および科学技術庁振興調整費「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化に関する総合研究」の一環として長町-利府断層周辺に設置された観測点で得られたデータを使用させて頂きました。記して感謝いたします。防災科学技術研究所の堀内茂木博士には，高速サンプリング観測点のデータ使用に際しまして，多くのご助言を頂きました。感謝いたします。

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター，固体地球物理学講座の職員・学生の皆様にはセミナーや雑誌会において日頃から議論して頂き，多くの有益なご助言を頂きました。深く感謝いたします。

図の作成には，P. Wessel 博士と W.H.F. Smith 博士の GMT を使用させて頂きました。記して感謝いたします。

概要

東北日本弧下には太平洋プレートが沈み込み、それが 100km 程度の深さになる場所の直上に火山フロントが形成されている。プレートの沈み込みに起因する島弧火山現象を理解するためには、上部マントルにおけるメルトの生成やその上昇メカニズムの解明、さらには火山直下の詳細な地殻構造の推定が不可欠である。また、部分熔融域起源の H_2O が活断層の深部に供給されれば、それは地震発生にも重要な役割を果たすであろう。したがって、地殻・マントル内の流体分布を詳細に知ることは重要である。

東北日本弧下のマントルウエッジには、沈み込むスラブにほぼ平行に地震波低速度域が分布する。スラブ上面の深さ約 150km 付近に b 値が局所的に大きい領域が認められる。それは島弧に沿って一様に分布しているわけではなく、100km 程度の間隔をおいて 3 カ所に分布する。これらの局所的に b 値の大きな領域の直上の低速度域では、速度低下の割合が大きいという特徴が見られ、スラブに平行な低速度域はスラブ内の鉱物の脱水作用によってマントルウエッジに供給された H_2O 、もしくはそれによって生じたメルトの上昇経路を反映していると推測される。本研究では、マントルウエッジ内における流体の分布とその上昇メカニズム、および地殻内に供給された流体の分布域を解明することを目的とした。

マントルウエッジにおける流体分布を詳細に推定するためには、温度構造を知る必要がある。本研究では、実験で得られたカンラン岩の減衰について、その温度・圧力・周波数依存の関係を、観測されている P 波減衰構造に適用することにより、マントルウエッジの 3 次元的な温度構造を推定した。推定された温度は、モホ面直下の深さ 40km では火山フロント付近で 1000-1100℃、背弧側で 980-1050℃である。背弧側のマントルウエッジにおける深さ 100km 付近の温度は 1100-1200℃であり、岩石学的に推定された温度 (1400℃) よりも低い。これは、1400℃以上の高温領域がマントルウエッジ内に広く分布しているのではなく局在しているため、地震波減衰トモグラフィーの空間分解能ではイメージできなかったと考えられる。マントルウエッジでは、温度がカンラン岩のドライソリダスを超えている領域は存在しないが、火山フロントより背弧側の大部分はカンラン岩のウエットソリダスを超えている。

次に、地震波トモグラフィーによって得られた地震波速度構造を用いて、マントルウエッジの流体分布の推定を行った。一の目潟で得られているマントル捕獲岩のノルム組成から P 波、S 波速度を推定し、それらを温度異常のない場合の基準速度として、マントルウエッジにおける速度低下率の分布を求めた。その速度低下率に対して、減衰構造から推定された温度の違いによる速度低下分の補正を行った。その結果、東北日本弧のマントルウエッジ内に検出された低速度異常は、温度の違いだけでは説明できないことがわかった。次に、温度の影響を取り除いた P 波、S 波の速度低下率を用いて、マントルウエッジにおける流体の存在形態と体積率を推定した。P 波と S 波の速度低下率を用いたことで、従来

の研究では独立に推定することができなかった流体を含む空隙のアスペクト比と体積率を推定することに成功した。

ここで得られた結果は、マントルウエッジ内のスラブにはほぼ平行な低速度域内に流体が存在することを示している。推定された温度はカンラン岩のウエットソリダスを超えていることから、この流体はメルトであると結論される。メルトで充填された空隙のアスペクト比は 0.001-0.1、体積率は 0.1-数%と推定された。この体積率は岩石学的に得られている値（約 2vol%）と矛盾しない。深さ 90km 付近における推定された空隙アスペクト比が浅部に比べやや大きいという特徴がある。一方、深さ約 65km 以浅ではメルトを含む空隙のアスペクト比は小さく、メルトは周囲の岩石と非平衡な状態で存在していると推測される。これは、メルトの主要な上昇メカニズムが浸透流ではなく、クラックを介した輸送であることを示唆している。

さらに、地殻・マントル構造を特徴づけるものの一つである異方性構造を解明する目的で、S 波偏向異方性解析を行った。解析には、1997 年～1999 年の臨時観測で構築された稠密地震観測網による浅発地震と稍深発地震の波形記録を用いた。浅発地震の解析結果では、速い S 波の振動方向 (ϕ) は火山フロントより背弧側の観測点ではほぼ東西を向くが、前弧側の観測点ではその方向はばらついており特徴的な方向がみられないこと、速い S 波と遅い S 波の時間差 (dt) は平均で約 0.04 秒であり地域による系統的な変化はみられないことが明らかになった。背弧側の観測点で観測された S 波スプリッティングの主な原因は、差応力によって配向したクラックであると推測される。一方、稍深発地震の解析結果では、 ϕ は背弧側の観測点ではほぼ東西であるのに対し、前弧側の観測点では南北を向く場合が多いこと、各観測点における dt の平均値は背弧側に向かうにしたがって大きくなる傾向があること、その値は前弧側の観測点では 0.04-0.08 秒程度、背弧側の観測点では 0.1-0.2 秒程度であることが明らかになった。これらの結果は、マントルウエッジの異方性は背弧側で相対的に強く、前弧側では弱いことを示唆している。

マントルウエッジの異方性は、対流に伴って形成された単純剪断によるオリビンの選択配向が主な要因であると推測されている。そのような異方性は対流の方向と平行に振動する S 波の速度を速くする。背弧側のマントルウエッジで ϕ が東西を向くことは、その上昇流部分が低速度域として検出された誘発対流に伴って形成されるオリビンの選択配向によるものと理解できる。前弧側で異方性が弱いのは、そこではオリビンの選択配向がほとんど起こっていない、すなわち単純剪断を伴う対流がないためかもしれない。これは、前弧側には顕著な低速度域が存在しないという地震波トモグラフィーの結果と調和的である。

マントルウエッジの地震波低速度域内を上昇してきたメルトは、一旦モホ面直下に停留し、その後分化作用を伴いながら、地殻内に上昇すると考えられる。火山地域の下部地殻において、それは地震波速度トモグラフィーで低速度・高 V_p/V_s としてイメージされてい

る。本研究では、より浅部の詳細な流体分布を推定するために、鬼首地域と長町-利府断層周辺域の地震波速度構造の推定を行った。

鬼首地域では、1996年、1997年に臨時稠密地震観測が行われ、観測点間隔が5km程度の観測網が構築された。本研究では、それらの観測点で得られたデータに加え、波線が解析領域を通過する解析領域外の地震や観測点のデータも用いたことで、解析領域全域にわたって詳細な速度構造を推定することができた。その結果、最上部マントルから下部地殻にわたって分布する部分熔融域から地表付近にまで至る管状の低速度域が、鳴子火山の西側に見出された。この低速度域の V_p/V_s は周囲と同程度であり、その中に多量の H_2O の存在が示唆される。さらに、上記の最上部マントル・下部地殻の部分熔融域から、1962年宮城県北部地震の震源域直下に伸びる低 V_s 域が見出された。 H_2O を含むアスペクト比の小さな空隙が存在すれば、この速度異常を説明することができる。これは、宮城県北部地震の震源断層直下への H_2O の供給を示唆している。ここで得られた結果は、最上部マントル・下部地殻の部分熔融域から放出された H_2O が地表付近にまで上昇する様子を示すものと考えられる。

長町-利府断層周辺には1996年以降のべ40点を超える地震観測点が配置され、断層の上盤側で観測点間隔約5kmという稠密な観測網が構築された。これらの観測点のデータに加え、鬼首地域の場合と同様に、解析領域外の地震と観測点のデータも用いて速度構造を推定した。断層の上盤側には地表から深さ10km程度にかけて低速度域が分布し、1%程度の H_2O があればこの速度異常を説明できる。この低速度域はカルデラ形成に関係した構造の名残であると推測される。また、断層の深部延長上の深さ15km付近に顕著な低速度域が見出された。そこでは V_p/V_s が大きくないことから H_2O の存在が示唆される。そのさらに深部には、低 V_s ・高 V_p/V_s 領域が存在する。地温勾配を考慮するとこの領域にはメルトの存在が示唆される。ここで得られた結果は、長町-利府断層の深部延長上やその直下の下部地殻に流体が存在することを示唆している。下部地殻に流体に富む領域が存在すれば、そこで剪断強度が小さくなり、局所的に短縮変形がしやすくなることが期待される。長町-利府断層への応力集中機構との関わりが注目される。

本研究では、東北日本弧下のマントルウエッジにおける温度構造と流体分布を推定した。さらに、それに基づいて、マントルウエッジ内の誘発対流の上昇流部分に対応すると推測される地震波低速度域内のメルトの存在形態と体積率を明らかにした。また、火山地域や活断層地域において、上部マントルの部分熔融域起源の H_2O が、地殻上部まで上昇する様子を示唆する特徴的な構造が推定された。これらは、マントル内の物質循環や島弧火山の形成メカニズム、活断層への応力集中機構を理解する上で重要であると考えられる。

目次

謝辞	ii
概要	iii
目次	vi
第1章 序論	1
1-1 東北日本弧の地殻・上部マントル構造に関する過去の地震学的研究	1
1-2 温度・流体分布の重要性とこれまでの研究の限界	3
1-3 本研究の目的	4
第2章 鬼首地域および長町-利府断層周辺域の3次元地震波速度構造	6
2-1 宮城県鬼首地域およびその周辺域の3次元地震波速度構造	6
2-1-1 はじめに	6
2-1-2 データと解析手法	7
2-1-3 結果	8
2-1-4 議論	9
2-1-4.1 速度構造から推定した流体分布	9
2-1-4.2 カルデラに対応する速度異常	12
2-1-5 まとめ	13
2-2 長町-利府断層周辺域の3次元地震波速度構造	14
2-2-1 はじめに	14
2-2-2 データと解析手法	15
2-2-3 結果	16
2-2-4 議論	18
2-2-5 まとめ	21
第3章 東北日本弧マントルウエッジの温度構造	54
3-1 序論	54
3-2 地震波の減衰に関する実験とそのメカニズム	57
3-3 手法	59
3-4 推定結果と精度	60
3-5 議論	61
3-6 まとめ	62

第4章 東北日本弧マントルウエッジの流体分布	70
4-1 序論	70
4-2 東北日本弧の3次元地震波速度構造とb値の空間分布	71
4-3 マントルウエッジの速度異常	72
4-4 温度補正	74
4-5 流体分布	75
4-6 議論	76
4-7 まとめ	78
第5章 S波偏向異方性解析	93
5-1 序論	93
5-2 データと解析手法	95
5-3 結果	96
5-3-1 稍深発地震の解析	96
5-3-2 浅発地震の解析	96
5-4 議論	97
5-4-1 浅発地震で観測されたS波スプリッティングの原因	97
5-4-2 稍深発地震で観測されたS波スプリッティングの原因	99
5-5 まとめ	101
第6章 議論	112
6-1 マントルウエッジに分布する地震波低速度域内のメルトの形態	112
6-2 今後の課題	115
第7章 結論	120
参考文献	123
補遺	139

第 1 章 序論

1-1 東北日本弧の地殻・上部マントル構造に関する過去の地震学的研究

東北日本はプレート沈み込み帯に位置し、太平洋プレートが日本海溝から陸のプレートの下に年間約 8-9cm で沈み込んでいる [たとえば, *DeMets et al.*, 1990, 1994]. そのため、沈み込む太平洋プレートと陸のプレートとの境界や沈み込むスラブ内で地震活動が活発である。また、陸のプレート内でも 1896 年陸羽地震 (M7.2) をはじめとして大地震が数多く発生しており、世界的に見ても地震活動が非常に活発な地域のひとつである [たとえば, *Hasegawa et al.*, 1994; 2000]. 東北地方では 1965 年以来、東北大学により微小地震の観測点が設置されてきた。特に、データの送受信がテレメーター化された 1975 年以降、地震の検知能力が格段に向上し、最近では毎年 1 万 5 千個以上の微小地震の震源が決定されている。また近年、防災科学技術研究所による高感度地震観測網 (Hi-net) も整備され、観測点が非常に密に配置されるようになった。これらの観測点や臨時観測点で得られたデータから、二重深発地震面 [海野・長谷川, 1975; *Hasegawa et al.*, 1978a,b; *Igarashi et al.*, 2001], 地殻内の微小地震活動 [高木・長谷川, 1976; *Takagi et al.*, 1977; 河野・他, 1993; *Hasegawa and Yamamoto*, 1994; 小菅, 1999; *Umino et al.* 2002a], 地震の震源過程 [*Nakamura et al.*, 1999; *Okada et al.*, 2001], 地震波速度構造 [*Hasemi et al.*, 1984; 小原・他, 1986; *Zhao et al.*, 1992, 1994; *Zhao and Hasegawa*, 1993; *Matsubara*, 2001; *Nakajima et al.*, 2001a,b; *Nakamichi et al.*, 2002; *Tanaka et al.*, 2002a], 地震波減衰構造 [海野・長谷川, 1984; *Matsumoto and Hasegawa*, 1989; *Tsumura et al.*, 1996, 2000; *Horiuchi et al.*, 1997; *Takanami et al.*, 2001], 地震波速度不連続面の形状 [*Hasegawa et al.*, 1978b; *Horiuchi et al.*, 1982; *Matsuzawa et al.*, 1986, 1990; *Zhao et al.*, 1990, 1997a; *Umino et al.*, 1995; *Nakajima et al.*, 2002; 宗田・他, 2002], S 波偏向異方性構造 [*Okada et al.*, 1994, 1995], S 波反射面 [堀・他, 1999; *Umino et al.*, 2002b], b 値 [*Wyss et al.*, 2001; 弘瀬・他, 2002], 地震波散乱 [浅野・他, 1999; *Matsumoto et al.*, 2001; *Saito et al.*, 2002] などの研究が行われてきた。

なかでも、マントルウエッジの不均質構造については様々な研究がなされてきた。*Zhao et al.* [1992] は、高精度で安定性の高い波線追跡の手法を開発し、コンラッド面、モホ面、プレート境界面の形状を考慮に入れたインバージョンを行い、東北日本弧の詳細な 3 次元地震波速度構造を推定した。その結果、マントルウエッジ内に沈み込むスラブにはほぼ平行に分布する P 波低速度域を明瞭にイメージングした。その後、*Nakajima et al.* [2001a,b] は東北大学微小地震観測網で得られたデータに加え、1997 年から 1999 年にかけて行われた東北脊梁山地合同地震観測・構造探査実験 [長谷川・平田, 1999] の一環として設置された臨時観測点で得られたデータを用いることによって、地殻・マントルの P 波、S 波速度構造を精度よく推定することに成功した。その結果、マントルウエッジには沈み込むスラブにはほぼ平行な低速度域が P 波、S 波とも存在すること、モホ面直下には火山フロントに

沿って連続的な低 V_p ・低 V_s ・高 V_p/V_s 領域が存在することを明らかにした。マントルウエッジにおいて沈み込むスラブとほぼ平行に分布する低速度域は、スラブの沈み込みによって誘発された二次対流の上昇流部分を反映していると考えられる [Hasegawa *et al.*, 1991; Nakajima *et al.*, 2001a]。Tsumura *et al.* [1996, 2000] は、東北日本弧の 3 次元 P 波減衰構造を推定し、沈み込む太平洋プレートはマントルウエッジに比べ低減衰であること、マントルウエッジには沈み込むスラブにほぼ平行な高減衰域が存在することを明らかにした。Tsumura *et al.* [2000] はマントルウエッジ内の高減衰域が温度不均質と関連があると指摘している。マントルウエッジ内の高減衰域は速度トモグラフィーから得られた地震波低速度域と空間的に対応している。Okada *et al.* [1995] は、東北地方に設置されている観測点で得られた稍深発地震と深発地震の波形記録を用いて S 波偏向異方性解析を行い、速い S 波の振動方向は前弧側で南北、背弧側で東西に向く傾向があることを明らかにした。このような異方性の原因は、前弧側では鉱物の選択配向、背弧側ではメルトの入ったクラックの存在があれば説明できるとした。

一方、地殻内の不均質構造についても様々な研究がなされてきた。Nakajima *et al.* [2001b] は最上部マントルと地殻の地震波速度構造を詳細に推定し、活火山地域では下部地殻に部分熔融域があると指摘した。また、小野寺・他 [1998] は V_p/V_s 構造を精度よく推定するインバージョンの手法を開発し、鬼首地域の 3 次元地震波速度構造を求め、地震波速度構造とカルデラ構造との関係を明らかにした。火山体に関しては、長谷川・他 [1989] や Yamawaki [1999] が人工地震探査のデータを用いて磐梯火山の P 波速度構造を推定し、火山体内部に高速度異常域があることを明らかにした。Yamawaki [1999] は、その高速度異常域は磐梯山の過去の噴火活動に関係したマグマの貫入体であると指摘した。Tanaka *et al.* [2002a] は自然地震のデータを用いて岩手火山の詳細な 3 次元 P 波、S 波構造を推定した。火山体下に推定された高 V_p ・高 V_p/V_s 領域は、1998 年に岩手山の活動がやや活発化した時期に推定されたダイクの移動経路 [佐藤, 2001] と対応しており、流体の貫入を示唆する結果であると推測した。岩手火山ではさらに、人工地震探査から P 波速度構造の推定が行われている [Tanaka *et al.*, 2002b]。一方、堀・他 [1999] は群発的に発生している地震の波形記録から顕著な反射 S 波を見出し、鬼首周辺や脊梁山地直下の S 波反射面の分布を推定した。彼らの結果によれば、従来、活火山近傍や大地震の震源域周辺にのみ見いだされていた S 波反射面は、より広範囲に分布している。また、氏川 [2002]、Umino *et al.* [2002b] は、Matsumoto and Hasegawa [1996] の手法を用いて直達波と反射波のスペクトル比により、栗駒地域、田沢湖地域、仙台地域における S 波反射体（面）の内部構造を明らかにした。その結果、S 波反射体内部は水で満たされており、水の体積率は 20-40%と推定された。このような地殻内で見ついている S 波反射体（面）は、トラップされた流体の分布もしくは部分熔融域の上端をみていると考えられている [たとえば、Hasegawa *et al.*, 1991; Nakajima *et al.*, 2001b]。

1-2 温度・流体分布の重要性とこれまでの研究の限界

これまで行われてきた様々な研究によって、東北日本弧の地殻内の不均質構造が明らかになりつつあるが、それらはいずれも大局的な構造かごく浅部の詳細な構造にすぎない。上記のように、火山体浅部を対象とした地震波速度構造の推定はいくつか行われ、火山体ごく浅部の構造は徐々に明らかになりつつある。しかし、活火山地域における上部地殻の地震波速度構造についてはまだ不明な点が多い。*Nakajima et al.* [2001b] は地殻・最上部マントル速度構造を推定し、火山地域下の下部地殻には部分熔融域が存在することを指摘したが、空間分解能は 10km 程度であり、火山地域の上部地殻の詳細な構造を議論することはできなかった。*Nakamichi et al.* [2002] はレシーバー関数を用いて岩手火山周辺の S 波速度構造を推定しているが、やはり上部地殻の詳細な構造を議論できるほどの分解能はない。すなわち、下部地殻と火山体ごく浅部を結びつける上部地殻の詳細な地震波速度構造は推定されておらず、下部地殻から火山体に至る流体の供給系は解明されていない。下部地殻から火山体への流体や高温物質の供給路を解明することは、火山体の形成や噴火メカニズムを理解する上で重要であるだけでなく、上部地殻の火山地域周辺に多数見つかっている S 波反射面の形成やその分布域の理解にも大きな役割を果たすと考えられ、火山地域の上部地殻の詳細な速度構造を推定することは極めて重要である。

一方、活断層に関する地震波速度不均質構造の研究もほとんど行われていない。活断層に関係した不均質構造を議論するためには、少なくとも 5 km 程度の空間分解能で地震波速度構造を推定する必要があるが、従来の定常観測網によるデータではそのような分解能は得られない。近年、「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化に関する総合研究」の一環として、仙台市近郊の長町-利府断層周辺にのべ 40 点を超える観測点が設置され、観測点間隔 5 km 程度の非常に稠密な地震観測網が構築された。このような稠密な地震観測網で得られたデータを用いることで、断層域周辺の詳細な 3 次元地震波速度構造の推定が可能になると考えられる。最近では、大地震の発生に流体の関与が指摘されており [たとえば、*Eberhart-Phillips and Michael*, 1993; *Johnson and MacEvilly*, 1995; *Zhao and Negishi*, 1998]、活断層およびその周辺域における詳細な地震波速度構造を推定することは、断層の深部構造や断層の形成過程の解明に重要な役割を果たすだけでなく、地殻の塑性変形およびそれに伴う地震発生域への応力集中機構の解明の上でも重要である [長谷川, 2002]。

マントルウエッジの不均質構造については、3 次元地震波速度・減衰構造が推定されており、それらの結果に基づいてマントルウエッジの温度構造や流体分布の推定が成されてきた [たとえば、*Sato*, 1992, 1994; 佐藤・長谷川, 1995, 1996; *Sato et al.*, 1998; *Takanami et al.*, 2000]。しかし、これまでの研究は、P 波速度構造か地震波減衰構造のいずれか一方を用いたものであり、推定した温度構造や流体の分布が、他方の構造と調和的か否かの検討はほとんどなされていない。また、様々なモデルが提唱されている [たとえば、*Tatsumi*, 1986;

Furukawa, 1993; Iwamori, 1998] もの、マントルウエッジ内のどこでメルトが生成され、どのようなメカニズムでモホ面直下まで上昇してくるのか、実際のところわかっていない。地球内部の温度や流体はマントル対流などの塑性流動、鉱物の塑性変形などに深く関わっており、また、 H_2O の存在は岩石の融点を低下させるため、マグマの生成にも密接に関係している。したがって、マントルウエッジにおける温度構造や流体分布を推定することは、スラブの沈み込みやそれに伴うマントルウエッジ内の誘発対流の形成、メルトの上昇など、沈み込み帯で進行しているダイナミクスを解明する上で決定的に重要である。さらに、マントルウエッジ内で生成されたメルトは、分化作用を伴いながら地殻まで上昇し、火山体に供給される。近年では、大地震発生にも流体の関与が指摘されており、マントルウエッジにおける流体分布の推定は、火山の形成や噴火機構の理解に重要であるだけでなく、地殻の塑性変形およびそれに伴う地震発生域への応力集中機構の解明にも重要であると考えられる。

1-3 本研究の目的

本論文ではまず、地殻内の流体分布を知ることが目的として、火山地域における上部地殻の詳細な地震波速度構造の推定、活断層周辺の詳細な地震波速度構造の推定を行う。火山地域への流体の供給系の解明は火山の形成やその噴火予測などに重要であり、また、活断層地域において詳細な流体分布を推定することは、地殻の塑性変形やそれに伴う地震発生域への応力集中メカニズムの解明に重要である。一方、地殻に供給される流体の性質やその供給メカニズムを解明するためには、マントルウエッジの温度構造や詳細な流体分布の推定が重要であり、本論文では、地震波減衰構造・地震波速度構造を用いて、マントルウエッジの温度と流体分布の推定を試みる。さらに、マントルウエッジの流れの方向や応力・歪場に密接に関係する異方性構造の推定を目的として、S 波偏向異方性解析を行う。推定された温度構造・流体分布・異方性構造を総合的に解釈することで、東北日本弧のマントルウエッジで進行しているダイナミクスの理解が深まると期待される。

第 2 章では、鬼首地域および長町-利府断層周辺域の 3 次元地震波速度構造を詳細に推定し、速度不均質構造と活火山、活断層との関係を議論する。

第 3 章では、推定されている地震波減衰構造から東北日本弧下のマントルウエッジの温度構造を推定し、地殻熱流量やシミュレーション、捕獲岩の成分分析などによって得られている結果と比較・検討する。

第 4 章では、地震波走時トモグラフィーで得られた 3 次元地震波速度構造を用いて流体の存在形態と体積率を推定し、これまでに得られている結果と比較・検討する。

第 5 章では、稍深発地震と浅発地震の波形記録を用いて S 波偏向異方性解析を行い、東北日本弧の異方性構造を明らかにし、マントルウエッジ内の異方性の原因について考察を行う。

第 6 章では，第 3 章から第 5 章までに得られている結果を総合的に解釈し，東北日本弧下のマントルウェッジで進行しているダイナミクスについて議論する．

第 7 章では，本研究の結論を述べる．

第2章 鬼首地域および長町-利府断層周辺域の3次元地震波速度構造

2-1 宮城県鬼首地域およびその周辺域の3次元地震波速度構造

2-1-1 はじめに

宮城県鬼首地域は奥羽脊梁山地に位置し、日本で有数の地熱地帯である。そこには、栗駒火山、鳴子火山の2つの活火山が存在する。栗駒火山は1744, 1783, 1944年に小規模な噴火を起しているが、鳴子火山は過去300年間に噴火したという報告はない[気象庁, 1984]。この地域には、栗駒火山の西に隣接する後期中新世から第4紀に活動したと考えられている三途川カルデラ[竹野, 1988]や、後期鮮新世から第4紀にかけて活動し、現在も地熱活動が活発である鬼首カルデラ[Yamada, 1988]をはじめとする大規模なカルデラが分布する[Yoshida, 2001](図2-1a)。三途川カルデラは楕円形をしており、その長軸は約40 kmである。鳴子カルデラはほぼ円形で直径約10 kmであり、2.5-1.7 Ma前の大規模なデイサイト質火山灰の噴火により崩壊し、形成されたと考えられている[Yamada, 1988]。鬼首カルデラ内には多くの断層や碎屑されたダイクが認められ、カルシウムに富む沸石や粘土質の岩石がボーリングのコアから見つかっている[Liou et al., 1985]。これらは、鬼首カルデラ内の岩石が熱水による変成作用を受けていることを示している。図2-1(b)に示すように、この地域ではカルデラに対応する低重力異常[駒澤・他, 2000]が認められる。

鬼首地域は地震活動が活発なことで知られており[たとえば, Hasegawa et al., 2000]、1996年8月11日にはM5.9, M5.7の地震が連続して発生した[海野・他, 1998]。海野・他[1998]によって推定されたM5.9, M5.7の地震と2日後に発生したM4.9の地震のメカニズム解を図2-2に示す。M5.9の地震のメカニズム解はほぼ東西方向の水平なP軸を持ち、東北日本弧の浅発地震の典型的なメカニズム解[例えば, 小菅, 1999]である。一方、M5.7の地震のメカニズム解は東西方向の水平なP軸をもつ右横ずれ型である。図2-2には、1976年から1996年の期間にこの地域で発生した比較的規模の大きい地震の断層面[海野・他, 1998]も示してある。そのうち、横ずれ型の地震はカルデラの壁に沿って、逆断層型の地震はカルデラ内部で発生しているように見える。M5.9の地震の後、余震が多数発生しており、それらの震源は深さ5-10kmに集中している[海野・他, 1998]。

M5.9の地震発生後、東北大学、弘前大学、山形大学、宇都宮大学、防災科学研究所等の研究機関が共同で、1996年10月14日～12月5日の期間、臨時稠密余震観測(27点)を実施した。余震観測で得られたデータを用いて、詳細な余震分布の推定[海野・他, 1998]、本震および余震のモーメントテンソルインバージョン解析[Nakamura et al., 1999]、3次元地震波速度構造の推定[小野寺・他, 1998]などが行われている。さらに、翌97年にも44点の臨時余震観測が約4ヶ月間行われ、452個の余震が観測された。小野寺・他[1998]では、(1)1996年鬼首地震(M5.9)は三途川カルデラと鬼首カルデラに対応すると思われる2つの低速度域の間で発生しており、鬼首カルデラでは一部に V_p/V_s が大きい領域が認め

られること、(2) 平均的な V_p/V_s は、上部地殻で 1.69-1.71、下部地殻で 1.73、最上部マントルで 1.76-1.79 であること、(3) 栗駒山の西約 6 km には直径 14 km 程度の地震波高減衰域が存在し、この領域では P 波、S 波とも周囲より約 10 % 遅くなっていることが明らかにされた。また、三浦 [2000] は鬼首地域のコーダ波の減衰を調べ、鬼首カルデラの直下には高減衰域があることを指摘しており、この地域の地下構造は非常に複雑であると考えられる。

本節では、火山地域浅部への流体の供給系やカルデラに関係する速度不均質構造を明らかにすることを目的に、宮城県鬼首地域およびその周辺域の 3 次元地震波速度構造を詳細に推定する。構造推定には、*Nakajima et al.* [2001b] と同様の手法を用い、1996, 97 年の臨時観測のデータに加え、解析領域の外側で発生した震源によるデータも用いた。

2-1-2 データと解析手法

解析には、1996 年 8 月の M5.9 の地震発生後、10 月から 12 月にかけて設置した臨時観測点 27 点、および 1997 年 7 月から 10 月にかけて設置した臨時観測点 44 点に加え、97-99 東北脊梁山地合同地震観測の観測点および東北大学・気象庁の観測点で得られたデータを用いた。解析に使用した 1996, 97 年の臨時観測点を図 2-3(a)に、合同観測の観測点および東北大学・気象庁の観測点を図 2-3(b)に示す。臨時観測により鬼首地域では観測点間隔が 3-5 km 程度の稠密な観測網が構築された。解析に使用した地震は 3 つのグループに分類される。グループ 1 は 1996 年と 1997 年の臨時観測点で決定された解析領域内の地震である。地震が解析領域内にできるだけ均質に分布するように、地震発生領域に水平方向に 2 km \times 2 km、深さ方向に 0.5 km のブロックを設定し、それぞれブロックの中で P 波、S 波の読み取り数が最大の地震を選択した。選ばれた地震は 732 個である (図 2-4a)。グループ 2 は 1997 年 7 月から 10 月に東北地方陸域で発生した地震 (深さ 0-200 km: $M > 2.5$) 90 個である。これらの地震の震源を図 2-4(b)に示す。グループ 3 は 1997 年 10 月から 2000 年 12 月までに東北地方陸域で発生した地震 ($M > 2.5$) である。地震は東北地方にできるだけ均質に分布するように選択した。これらの地震うち 1997 年 10 月から 1999 年 7 月に発生した地震 (4338 個) は *Nakajima et al.* [2001a,b] でも用いられている。*Nakajima et al.* [2001a,b] で用いられていない 1999 年 8 月から 2000 年 12 月に発生した地震 (758 個) の震源を図 2-4(c)に示す。3 つのグループのうち、グループ 1 は解析領域内で発生した地震であり、グループ 2 と 3 は大部分が解析領域外の地震である。解析領域内の地震と観測点の組み合わせから得られた検測データだけでは、波線があまり通過しない解析領域の深部や端の構造を精度よく推定することが困難である。それを克服するため、本解析では解析領域の外側の地震と観測点の組み合わせから得られる検測データも用いた。その結果、速度構造を解析領域全体に渡って精度よく推定することが可能となった。すべての地震はインバージョンの前に、*Nakajima et al.* [2001a] の 3 次元地震波速度構造で震源の再決定を行い、このイ

ンバージョンの中では震源の再決定は行わない。

解析には Zhao *et al.* [1992] の手法を用いた。地下の地震波速度不連続面として、コンラッド面 [Zhao *et al.*, 1990], モホ面 [Zhao *et al.*, 1990; Nakajima *et al.*, 2002], プレート境界上面 [長谷川・他, 1983] を考慮に入れている。初期速度として, Nakajima *et al.*, [2001a,b] の 3 次元地震波速度構造を解析領域の内外に与えた。インバージョンでは解析領域内の速度のみを推定し, 解析領域の外側の速度は初期速度で固定した。解析領域は 38.75-39.125°N, 140.5-140.875°E, 深さ 0-15km である。解析領域内には図 2-5 に示すように, 水平方向は 0.0625° (約 5-7 km) 間隔, 鉛直方向は 0, 2.5, 5, 7.5, 10, 15 km にグリッドを配置した。解析領域内を通過する波線の本数は P 波が 53131 本, S 波が 38587 本である。

2-1-3 結果

図 2-6 にチェッカーボード・レゾリューション・テスト (CRT) の結果を示す。各グリッドに±5%の速度パーターベーションを与え, 解析に用いた地震と観測点間の理論走時を計算する。その理論走時に読み取り誤差に相当するノイズとして P 波には平均 0, 標準偏差 0.05 秒, S 波には平均 0, 標準偏差 0.1 秒のランダムノイズを加えて, テスト用のデータセットをつくる。それを用いてインバージョンした結果が図 2-6 である。この結果を見ると, P 波では各深さでチェッカーボードパターンがほぼ回復しており, グリッド間隔程度の分解能はあることがわかる。一方, S 波では P 波に比べてややパターンの戻りが悪いが, 深さ 7.5 km の西側半分を除いてはチェッカーボードパターンがほぼ回復していることがわかる。

インバージョンの結果の平面図を, 図 2-7 (P 波), 図 2-8 (S 波) に示す。P 波, S 波速度構造とも 6 回のイタレーション後の結果である。走時残差は P 波で 0.17 秒から 0.15 秒に, S 波で 0.25 秒から 0.23 秒に減少した。残差の減少が小さいのは, 初期速度として解析領域内に 3 次元速度構造を与えたためと考えられる。P 波, S 波速度はインバージョンで得られた各層の平均速度 (表 2-1) からのずれをカラースケールで表してある。M5.9 の地震発生後 1 ヶ月間の余震も併せて示してある。すべての深さにおいて, P 波速度と S 波速度には比較的良好な相関がある。深さ 0 km では P 波, S 波とも解析領域の北側で低速度になっており, これは横手盆地に分布する堆積層をみているのではないかと考えられる。また, 鬼首カルデラ付近と向町カルデラ付近に低速度域が存在する。なお, 2 つの活火山は顕著な速度異常域には分布していない。高速度域は鳴子火山の西と栗駒火山の南東, 向町カルデラの北に分布する。深さ 2.5 km では宮城, 秋田, 山形の県境付近が周囲に比べやや高速度を示す。この傾向は S 波で特に顕著である。鳴子火山の北と栗駒火山の北西に低速度域が認められる。深さ 5 km では栗駒火山付近に南北にのびる低速度域が P 波, S 波とも存在する。この低速度域は南の鬼首カルデラ付近まで連続的に分布するようにもみえる。一方, 高速度域は解析領域の西側に存在する。深さ 2.5 km や 5 km で発生している

余震は、低速度域の中ではほとんど発生していない。深さ 7.5 km では P 波と S 波のイメージがやや異なる。P 波では栗駒火山から解析領域の西側にかけて顕著な低速度域が存在するのに対し、S 波では低速度域は栗駒火山から鳴子火山にかけてと、その西側に限られる。CRT の結果（図 2-6b）をみると、深さ 7.5 km では解析領域の西側で戻りが悪く、分解能はあまりよくない。深さ 7.5 km で P 波、S 波速度の相関がやや悪いのは、S 波の分解能が悪いためであると考えられる。深さ 10 km では P 波で顕著な低速度域が 3 カ所ある。そのうち、鳴子火山北側と栗駒火山西側の低速度異常は S 波でもみられるが、解析領域の西側の低速度域は S 波では確認できない。鳴子火山北側の低速度域は鬼首カルデラと鳴子火山の間に、栗駒火山西側の低速度域は三途川カルデラの東端に位置する。深さ 15 km では、深さ 10 km とほぼ同じ傾向がみられる。しかし、この深さになると深さ 10 km では 2 つに離れて分布していた低速度域が、大きな 1 つの低速度域を形成するようにもみえる。

図 2-9 は P 波、S 波速度のインバージョンの結果から推定した V_p/V_s 構造である。深さ 0 km では、P 波、S 波で低速度であった解析領域北部は高 V_p/V_s を示す。一方、鬼首カルデラや向町カルデラは P 波、S 波では低速度を示すにもかかわらず、 V_p/V_s は周囲よりもやや小さくなっている。この深さでは、カルデラ内部が周囲に比べて顕著に低 V_p/V_s であるようにみえる。深さ 2.5 km では解析領域の中央部は主に低 V_p/V_s になっている。深さ 5 km では解析領域の西側で V_p/V_s が大きく、宮城、秋田、山形の県境付近やその西側で 1.8 を超えている。深さ 7.5 km では栗駒火山と鳴子火山の間に V_p/V_s の大きな領域が存在する。また、解析領域の西側は V_p/V_s が小さくなっているが、この領域は S 波の分解能があまりよくないため、信頼度は低いと考えられる。深さ 10 km では栗駒火山の西側とその北西に V_p/V_s の大きな領域が存在する。深さ 15 km では鳴子火山から解析領域の北部にかけて線状に V_p/V_s の大きな領域が分布する。

2-1-4 議論

2-1-4.1 速度構造から推定した流体分布

地震波速度は多くの要因（岩石の種類、流体の飽和度、温度、圧力など）によって変化することが知られている [たとえば、Duffy and Anderson, 1989; Christensen and Mooney, 1995; Christensen, 1996]。このうち、圧力の効果については、同一深さでは同じ圧力であるため、各深さでの平均速度からのずれで速度異常を論じている場合にはその影響を受けない。また、地殻内の岩石の空間的な違いについての情報はほとんどなく、その評価は難しいため、今後の議論では、対象領域内の同一深さでは構成岩石は同じであると仮定する。この仮定のもとでは、観測された地震波速度不均質は主に流体の分布と温度の違いに起因することになる。鬼首地域は日本でも有数の地熱・熱水活動が盛んな地域であり、鬼首カルデラ内には熱水による変成作用によって生じる沸石や粘土質の岩石が見つまっている [Liou et al., 1985] ことなどから、この地域での速度不均質の要因として流体分布と温度不

均質を考えることは妥当であると考えられる。

流体の存在が弾性波速度に与える影響については、これまでに多数の研究が行われている[たとえば, *O'connell and Budiansky*, 1974, 1977; *Mavko*, 1980; *Yamamoto et al.*, 1981; *Schmeling*, 1985; *Watanabe*, 1993; *Takei*, 2002]。岩石中に流体が存在する場合, 弾性波速度は流体の存在形態によらず低下するが, V_p/V_s の変化は流体の存在形態に依存することが知られている。*Takei* [2002] によれば, 岩石中の流体がメルトの場合には岩石の V_p/V_s はその存在形態によらず大きくなるが, 流体が水の場合にはそのアスペクト比が大きい (>0.05) と V_p/V_s は小さくなり, アスペクト比が小さいと V_p/V_s は大きくなる。

一方, 温度が地震波速度に与える影響も見積もられている [たとえば, *Hughes and Maurette*, 1956, 1957; *Christensen*, 1979; *Duffy and Anderson*, 1989; *Anderson et al.*, 1992; *Christensen and Mooney*, 1995]。一般に, 温度が高くなると地震波速度は低下する。しかし, 地殻を構成すると考えられている岩石では, 温度が上昇した場合に V_p/V_s が大きくなるという実験結果 [たとえば, *Fielitz*, 1971] や変化しないという実験結果 [たとえば, *Kern and Richter*, 1981] があり, また *Christensen* [1996] でも温度変化に伴う V_p/V_s の変化が明瞭でないため, 現状では温度が V_p/V_s に与える影響を正確に評価するのは難しい。さらに, 上部地殻を構成していると考えられている花崗岩 (花崗閃緑岩) では, 温度が 100 °C 上昇したときの速度低下率は, 0.5 % [*Christensen and Mooney*, 1995] から 2.4 % [*Christensen*, 1979] と実験によって幅があるため, 温度不均質と速度不均質の関係を議論するのは不確定要素が大きい。もし, 鬼首地域において温度が局所的に周囲より 200 °C 高い場合 [*Yamada*, 1988; *Yoshida*, 2001], そこから期待される速度低下は最大でも 5 % 程度であり, 観測された速度低下 (5-10 %) を温度だけで説明することはできないと考えられる。そこで, 本論では観測された速度不均質は流体の介在によるものと考え議論を進めていく。

図 2-10 は鳴子火山を通る東西鉛直断面である。*Nakajima et al.* [2001b] で指摘されているように, 最上部マントルから下部地殻にかけては低速度・高 V_p/V_s 領域が存在する。図 2-11 に示すように, 東北日本の火山地域の地温勾配は深さ 20km 程度で玄武岩のウエットソリダスと交わるため, 最上部マントル・下部地殻の低速度異常は部分熔融によるものと考えることができる。図 2-10(a), (b) をみると, 鳴子火山西側の上部地殻には細い管状の低速度域が P 波, S 波のどちらの速度構造にも存在している。注目すべきことに, この管状の低速度域では V_p/V_s 比が大きくないという特徴がある。このような活火山下の細い管状の低速度域は, アラスカのレダウト火山 [*Benz et al.*, 1996], イタリアのエトナ火山 [*Villaseñor et al.*, 1998], 阿蘇山 [*Sudo and Kong*, 2001] などでも確認されており, 破碎が進んだ領域かマグマの通り道ではないかと解釈されている。

Takei [2002] は, 流体を含む空隙のアスペクト比と流体の体積率と P 波, S 波速度の変化率を示す指標である $d\ln V_p$, $d\ln V_s$ およびその比 $d\ln V_s/d\ln V_p$ との関係を明らかにした。ここで, $d\ln V = -(1 - V/V_0)$ (V : トモグラフィーで得られた速度, V_0 : 基準速度) であり,

これはトモグラフィの結果を用いて推定できるパラメータである。図 2-12 に Takei [2002] で得られた $d\ln V_s/d\ln V_p$ と空隙のアスペクト比、流体の体積率の関係を示す。流体の物性値を仮定すれば、図 2-12(a)を用いて $d\ln V_s/d\ln V_p$ からアスペクト比を、得られたアスペクト比と $d\ln V_s$ から図 2-12(b)を用いて流体の体積率を見積もることができる。なお、Takei [2002] では、母岩のポアソン比が 0.25 と仮定されているが、表 2-1 に示した平均速度から計算される各深さのポアソン比は 0.235 から 0.253 であるため、その仮定はほぼ成り立っていると考えられる。Takei [2002] によると、深さ 10 km 程度の温度・圧力条件下で P 波、S 波が低速度で V_p/V_s 比はほとんど変化しないという速度異常を生じるのは、岩石中の包含物として H_2O か気体を考えた場合である。地表付近の浅部においては包含物として気体を考えることもできようが、深さ 5-15 km という高圧下では気体を想定することは無理であろう。そこで、鳴子火山下 5-15 km の低速度の管を生じる要因として H_2O の存在を仮定する。鳴子火山西側の上部地殻に存在する管状の低速度域は $d\ln V_s/d\ln V_p = 0.8-1.2$, $-d\ln V_s = 5-10\%$ であり、Takei [2002] の結果を用いて空隙のアスペクト比と流体の体積率を推定すると、空隙のアスペクト比は 0.02 より大きく、流体の体積率は 0.3-5 % と見積もることができる。この結果は、上部地殻内の管状の低速度域内には周囲に比べ H_2O が多量に存在することを示唆している。なお、流体分布の推定には温度不均質の影響を考慮に入れておらず、また各層の平均速度からの速度低下率で議論をしているため、ここで推定した流体の体積率は第一近似的な値である。この領域には、図 2-10 に示すように上部地殻内には多くの S 波反射面 [堀・他, 1999] がみつかり、氏川 [2002] ではこの領域の S 波反射面内部には水が存在すると推定されている。モホ面近傍で発生している低周波微小地震 [岡田・長谷川, 2000] は、最上部マントルや下部地殻の部分熔融域から放出された H_2O によって励起されたものと考えられており [Hasegawa *et al.*, 1991; Hasegawa and Yamamoto, 1994], 上部地殻まで上昇してきた H_2O の一部は S 波反射面を形成するとともに、細い管状の低速度域を通して地殻浅部まで供給されていると考え、この地域で観測されている事実を説明することができよう。

図 2-10 では最上部マントル・下部地殻の低速度、高 V_p/V_s 域から東に延びる低速度域も確認できる。特に S 波で顕著な低速度になっており、 V_p/V_s 比も周囲に比べやや大きくなっている。この地域は火山フロントよりも東に位置しており、地殻熱流量も小さい [Kanda *et al.*, 1996] ことから、火山フロント周辺に比べて低温であると考えられる。前弧側にみられる低速度域は、東に向かって浅くなりその先端は深さ 10 km 程度まで達している。図 2-10 をみるとわかるように、低速度域の先端付近では微小地震活動が活発である。この地域では、1900 年に M7.0、1962 年に M6.5 の宮城県北部地震が発生しており、以前から微小地震活動が活発な場所として知られている [たとえば、河野・他, 1993]。近年、宮城県北部地震の震源域周辺で MT 観測が行われ、図 2-10(d)のような比抵抗構造が得られた [Mitsuhata *et al.*, 2001]。図 2-10(d)をみると、宮城県北部地震の震源域直下には極めて

低比抵抗の領域が存在することがわかる。Mitsuhata *et al.* [2001] はこの低比抵抗領域は下部地殻から供給された H_2O によって生じていると指摘している。この低比抵抗領域は火山フロント側から東に向かって浅くなっているようにもみえ、本研究で得られた S 波の低速度域と空間的によく対応する。震源域直下に延びる低速度域は $d\ln V_s/d\ln V_p=1.5-2.5$, $-d\ln V_s=4-6\%$ であることから、空隙のアスペクト比 0.001-0.01, 体積率 0.05-0.5% の H_2O が存在すると推測される。宮城県北部地震の震源域付近で見つかっている S 波反射面 [堀・他, 1999] も H_2O の存在を示唆している結果であると考えられ、宮城県北部地震の断層面直下には周囲に比べ多量の H_2O が存在している可能性がある。

以上の結果から、最上部マントル・下部地殻に存在する部分熔融域から放出された H_2O は、鳴子火山や鬼首カルデラが存在する火山フロント側と、微小地震活動が活発な宮城県北部地震の震源域の 2 カ所に供給されていると考えられる。近年、GPS 解析により東北日本の歪速度場が推定されている [佐藤・他, 2002]。図 2-13(a)は、佐藤・他 [2002] によって推定された 1997 年から 2001 年の期間の東西水平歪の歪速度の北緯 38.75 度における値である。1997-2001 年に発生した地震のうち測線から片幅約 4 km 以内の地震の頻度分布も併せて示してある。図 2-13(b)は、図 2-10 に示した地震波速度構造である。この図から、下部地殻の部分熔融域から供給された H_2O により形成されたと推定される低速度域の浅部で地震活動が活発であり、さらに東西短縮歪が卓越していることがわかる。下部地殻の部分熔融域および H_2O が多量に分布する上部地殻では、剪断強度が相対的に小さいことが期待され、そこで局所的に短縮変形がしやすくなっていると考えられる。その結果、その浅部の脆性的な領域に応力集中をもたらし、地震活動が活発になっているのかもしれない。また H_2O によって間隙水圧が増加し、実効応力が低下することが期待される。下部地殻から供給された H_2O が、宮城県北部の地震活動が活発な要因の一つとなっている可能性がある。

いままで述べてきたことから、図 2-14 に示すような東西鉛直断面の模式図が描けよう。最上部マントルの低 V_p ・低 V_s ・高 V_p/V_s 領域は部分熔融していると推定され、下部地殻ではそれが火山フロント直下とその前弧側の二つに分離している。最上部マントル・下部地殻の速度異常域は Tsumura *et al.* [2000] の P 波高減衰域とも対応する。下部地殻の部分熔融域から上部地殻に H_2O が供給され、一方は鳴子火山や鬼首カルデラに向かい、他方は宮城県北部地震の震源域直下まで上昇してきていると推定される。両地域で多数見つかっている S 波反射面は上部地殻内にトラップされた H_2O をみているのかもしれない。

2-1-4.2 カルデラに対応する速度異常

図 2-15 は深さ 0 km における P 波速度構造と V_p/V_s 構造である。Yoshida, [2001] によって推定されたカルデラを重ねて表示してある。図 2-15(b)からカルデラ内部は低 V_p/V_s になっていることがわかる。カルデラ内の一部は低 V_p にもなっている。このような地表付

近の低 V_p/V_s 領域は、イエローストーン・カルデラ [Chatterjee et al., 1985] やカリフォルニアのコソ地熱地域 [Walck, 1988], ゲイヤーズ地熱地帯 [Julian et al., 1996] などでもみられ、低 V_p/V_s 域は熱水やガスなどが原因であると解釈されている。カルデラ内では $d\ln V_s/d\ln V_p=0.55-0.7$ であり、Takei [2002] のモデルによれば気体の存在が示唆される。先に述べたように、鬼首地域は地熱・熱水活動が活発であるため、高温の気体が速度異常の要因である推定される。Yamada [1988] は、鬼首カルデラは少なくとも過去数万年は地熱活動が活発であり、地表付近は高温の気体が存在すると述べている。また、鬼首カルデラ南部で行われた MT 探査の結果 [小川・他, 1988] では、カルデラ内の深さ 0 km 付近はやや高比抵抗であり、小川・他 [1988] は鬼首カルデラの浅部は流体よりも気体が卓越する構造であると指摘している。さらに、Liou et al. [1985] は鬼首カルデラ内のボーリングのコアから、浅部に熱水による変成作用を受けた粘土質の鉱物を見出している。このような地震波速度構造とは独立に得られた結果も、カルデラ内の浅部には気体が卓越した構造になっていることを示唆しており、速度構造から得られた結果と調和的である。カルデラ内の速度異常から期待される気体を含む空隙のアスペクト比は 0.005-0.05 であり、気体の体積率は 0.2-2% である。

図 2-7, 図 2-8 に示したように、鬼首カルデラ内と三途川カルデラの東端付近では深さ 10-15 km で顕著な低速度異常となっている。カルデラの形成時にはそれと同程度のマグマ溜まりが地下にあったと考えられている [たとえば, Yoshida, 2001] ため、この低速度域は主に当時活動していたマグマ溜まりを反映している可能性がある。しかしながら、 V_p/V_s は必ずしも大きい値でないことから、この低速度域が部分溶融しているかどうかはわからない。小野寺・他 [1998] は 38.97 N, 140.7 E を中心とする直径約 14 km の顕著な地震波高減衰域の存在を指摘しており、この高減衰域は三途川カルデラの西端に相当する。小野寺・他 [1998] が指摘している地震波高減衰域（図 2-7, 2-8 の灰色の円）は深さ 10 km 以深ではトモグラフィーでイメージされた低速度異常とはほぼ一致しており、流体が原因である可能性が高い。鬼首・三途川カルデラでは深さ 2.5-5 km には顕著な低速度域は存在しない。このことは、鬼首カルデラでは深さ 5 km 程度までは非常に細いフラクチャーがたくさんありその中を気体が通過しているという Yamada [1988] の解釈と調和的である。カルデラ内にフラクチャーが多数あり、それが気体や熱水の通り道になっていれば周囲より密度が小さくなり、カルデラ内が相対的に低重力異常となることが期待される。ここで議論してきたカルデラの浅部構造の解釈はブーゲー重力異常（図 2-1b）と調和的である。

2-1-5 まとめ

本節では、宮城県鬼首地域の詳細な 3 次元速度構造を推定した。その結果、以下のことが明らかになった。(1) 鳴子火山の下の上部地殻には低 V_p ・低 V_s の領域が存在し、下部地殻の低 V_p ・低 V_s ・高 V_p/V_s 領域とつながっている。この低速度域には H_2O が存在し、

下部地殻から地表付近に至る流体の通り道であると推測される。(2) 宮城県北部地震の震源域直下には低 V_s ・高 V_p/V_s 領域が存在する。MT 観測でも震源域直下に低比抵抗の領域が見つかっており、宮城県北部地震の震源域直下には H_2O の存在が示唆される。 H_2O の存在は、そこでの実効応力を下げることから、この地域の活発な地震活動の要因の一つになっているのかもしれない。(3) 三途川・鬼首カルデラの地表付近には気体が卓越した構造になっている。MT やボアホールのコアサンプル解析でも気体の存在が示唆されており、本解析の結果と調和的である。また、三途川カルデラ東端の深さ 10-15 km には低速度異常が認められ、それは小野寺・他 [1998] の地震波高減衰域と一致する。

2-2 長町-利府断層周辺域の 3 次元地震波速度構造

2-2-1 はじめに

長町-利府線断層帯（以下、長町-利府断層）は、仙台市街を北東-南西に走る総延長約 21 km、活動度 B 級の活断層であり、北西に向かって傾斜した逆断層である（図 2-16）[活断層研究会, 1991]。長期評価によると、長町-利府断層では M7 規模の地震が発生する可能性がある [宮城県, 1996]。長町-利府断層周辺は、南北走向の断層や褶曲が卓越する東北地方北部と、北東-南西走向の構造が卓越する東北地方南部とのつなぎ目にあたり、その地質構造はやや複雑になっている。また、断層の西側、すなわち上盤側には顕著なカルデラ構造が分布する（図 2-17）。大槻・他 [1977] は、長町-利府断層の上盤側の河岸段丘の累積変位からその鉛直変位速度を 0.5 mm/yr と推定している。また、近年行われた下盤側の掘削の結果では、長町-利府断層の鉛直変位速度は 0.7 mm/yr と見積もられている [宮城県, 1999]。宮城県によって実施された活断層調査によれば、最新活動時期についての直接的な資料は得られていないが、活断層近傍で得られた液状化の年代から判断して、最新活動時期は 2800-2500 年前と推定されている [宮城県, 1999]。断層周辺では、下盤側に比べ上盤側に第三紀の堆積層が厚く堆積していること、長町-利府断層北東端では三畳系の利府層に新第三系が衝上している露頭が観察されていること [北村・他, 1986] などから、長町-利府断層は中新世には正断層として活動していたが、鮮新世後半以降逆断層として再活動したと考えられている [Sato et al., 2002]。ブーゲー重力異常値（図 2-16b）でも上盤側で相対的に負の重力異常となっており、上盤側に厚い堆積層が存在することを示唆している。

長町-利府断層周辺では、従来から定常的な微小地震活動が認められており、そのほとんどが断層の上盤側に分布することが知られている [たとえば、吉本・他, 2000]。1998 年 9 月 15 日に長町-利府断層の地表トレースから北西に約 10 km 離れた仙台市愛子付近を震源とする M5.0 の地震が発生した。震源の深さは約 12 km、東西に P 軸を持つ逆断層タイ

プの地震である [Umino et al., 2002a]. Umino et al. [2002a] によって詳細に決定された余震分布をみると、余震のほとんどは深さ 11-13 km に位置し、北西方向に約 30 度で深くなる 3 km×3 km 程度の広がりを持つ断層面で発生している。Okada et al. [2001] によって波形インバージョンから推定された M5.0 の地震の破壊領域も約 3 km×3 km であり、余震から推定した断層面積とはほぼ一致する。多くの余震は本震のモーメント解放量の小さい領域で発生していることもわかっている [Okada et al., 2001]。M5.0 の地震の破壊開始点は震源断層の最深部に位置し、断層深部で破壊核の形成が進展している可能性があるとの指摘もある。M5.0 の地震の前震や余震の波形記録には顕著な後続波が見いだされており、それらは水平動に卓越し、振幅が大きく、S 波の数秒後に到着する [Umino et al., 2002b]. Umino et al. [2002b] は、複数の観測点と震源の組み合わせを用いて後続波の走時をうまく説明するような反射面の位置を推定しており、その結果によると反射面は震源域直下の深さ 20 km 付近に位置する。この反射面の分布域の深部には、低 V_p ・低 V_s ・高 V_p/V_s 領域が存在する [Nakajima et al., 2001a]。また、Umino et al. [2002b] は反射 P 波と反射 S 波のスペクトル振幅比を用いて、M5.0 の震源域の近傍に見つかった S 波反射体の内部に H_2O が存在することを明らかにした。

上記のように、長町-利府断層の最深部と考えられる場所で発生した M5.0 の地震の震源域直下では、流体の存在を示唆する S 波反射面も見つかっており、断層深部に流体が存在すると考えられる。近年の研究 [たとえば、Zhao and Negishi, 1998] で、大地震の発生域に流体が存在することが見いだされており、地震発生に流体が関与している可能性が指摘されている。したがって、地震断層およびその周辺域における流体の分布を詳細に推定することは地震発生メカニズムを考える上で非常に重要であると考えられる。そこで、本節では長町-利府断層周辺に稠密に設置された地震観測点で得られたデータを用い、断層周辺の詳細な 3 次元地震波速度構造を推定する。長町-利府断層は科学技術庁振興調整費「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化に関する総合研究」の対象地域に指定され、人工地震探査 [Hasegawa et al., 2001] や GPS 観測点の設置、電磁気探査などが行われている。それらの結果と本解析の結果を併せて解釈し、断層周辺の不均質構造を解明することを本節の目的とする。

2-2-2 データと解析手法

長町-利府断層周辺の定常地震観測点は、最近まで東北大学 2 点、気象庁 1 点の計 3 点しかなく、地震波走時トモグラフィーを行うには観測点が不足していた。しかしながら、長町-利府断層の調査・研究のため、1996 年以降徐々に観測点が整備され、解析に用いることのできる観測点はのべ 40 点近くになる。1996 年から 1998 年にかけて長町-利府断層周辺でオフラインの DAT による高感度観測（観測点数 18 点）がのべ 1 年間行われ、断層周辺の震源を精度よく決定することができた [吉本・他, 2000]。観測網の口径は約 35 km、

観測点間隔は 5 km 程度であった。また、M5.0 の地震発生以降、東北大学地震・噴火予知研究観測センターでは震源域のほぼ直上とその北側に 2 点の臨時観測点を設置し観測態勢を強化した。防災科学技術研究所の Hi-net 観測点 3 点も長町-利府断層周辺に設置され、さらに、「陸域震源断層の深部すべり過程のモデル化に関する総合研究」の一環として、高速サンプリング観測点 16 点 [堀内・他, 2002] も設置された。これらを合わせると、断層周辺に 40 点以上の稠密な観測網が構築された。観測点の分布を図 2-18(a)に示す。断層の上盤側では観測点間隔は 5 km 程度である。図 2-18(b)には上記の観測点以外の解析に用いた観測点を示してある。解析に用いた地震の震源を図 2-19 に示す。2001 年 5 月から 2002 年 7 月の期間に東北地方で発生した M2.5 以上の地震 349 個 (図 2-19a) を選び、それらの地震の到達時刻を解析領域内に設置された高速サンプリングの観測点で読み取った。このようにして得られたデータは、その波線が解析領域の外側から伝播してくるため、解析領域の端や深部の情報を含んでいる。さらに、解析には図 2-19(b)に DAT の観測点で決定された地震 144 個 [吉本・他, 2000] も用いた。それらは解析領域内の浅い地震であり、断層周辺の浅部構造を抑えるのに非常に重要な役割を果たしている。さらに、*Nakajima et al.* [2001a,b] で用いられた検測データも用いた (地震数 4338 個)。すべての地震はインバージョンの前に、*Nakajima et al.* [2001a] の 3 次元地震波速度構造で震源の再決定を行い、このインバージョンの中では震源の再決定は行わない。

解析には *Zhao et al.* [1992] の手法を用いた。地下の地震波速度不連続面として、コンラッド面 [*Zhao et al.*, 1990]、モホ面 [*Zhao et al.*, 1990; *Nakajima et al.*, 2002]、プレート境界 [長谷川・他, 1983] を考慮に入れている。初期速度として *Nakajima et al.*, [2001a,b] の 3 次元地震波速度構造を解析領域の内外に与えた。インバージョンでは解析領域内の速度のみを推定し、解析領域の外側の速度は初期速度で固定した。解析領域は 38.125-38.3875°N, 140.0625-140.875°E、深さ 0-40 km である。解析領域内には図 2-20 に示すような水平方向 0.0625° (約 5-7 km) 間隔、鉛直方向 5-10 km のグリッドを配置した。解析領域内を通過する波線の本数は P 波が 26457 本、S 波が 14351 本である。

2-2-3 結果

図 2-21 にチェッカーボード・レゾリューション・テスト (CRT) の結果を示す。各グリッドに±10%の速度パーターベーションを与え、解析に用いた地震と観測点間の理論走時を計算し、その理論走時に読み取り誤差に相当するノイズとして P 波で標準偏差 0.05 sec、S 波で 0.1 sec のランダムノイズを加え、インバージョンした結果である。この結果を見ると、P 波では深さ 0 km, 15 km, 25 km にややチェッカーボードパターンの回復の悪い場所があるが、それ以外の深さではパターンはおおむね回復している。しかし、回復した振幅は深さ 40 km の結果を除いては、与えた振幅よりもやや小さくなっている。S 波の結果は P 波の結果と同じ特徴がみられ、深さ 0 km, 15 km, 25 km でやや戻りが悪い。後に示す

ように RRT [Zhao *et al.*, 1992] も行ったが、RRT では解析領域全域において振幅もよく再現できており、実際のインバージョンで得られた結果に対する信頼性は高いと考えられる。

図 2-22 から図 2-24 に得られた結果を示す。P 波、S 波速度構造ともイタレーション 6 回後の結果である。走時残差は P 波が 0.16 秒から 0.13 秒に、S 波が 0.32 秒から 0.28 秒に減少した。図 2-22 と図 2-23 はそれぞれ P 波、S 波速度構造、図 2-24 は V_p/V_s 構造である。P 波と S 波速度の結果は、表 2-2 に示す解析領域内における平均速度からのずれを速度パーターベーションで表してある。各深において、P 波と S 波の結果は相互に比較的相関がよい。深さ 0 km では P 波、S 波とも長町-利府断層上盤側に顕著な低速度域が存在する。この低速度域の北側や南側、西側は全体的に高速度である。深さ 5 km では P 波、S 波とも解析領域の北部で低速度になっている。とくに、長町-利府断層の上盤側が低速度になっており、これはカルデラが分布する位置に対応する。深さ 10 km では長町-利府断層の上盤側はやや高速度になっており、その周囲に低速度域が存在する。また、解析領域の西側に低速度異常の強い領域が認められる。深さ 15 km では解析領域の北西部において P 波で顕著な低速度異常がみられる。やや振幅は弱い S 波でも同じ場所に低速度域が存在する。深さ 20 km では解析領域の西側の作並断層に沿った低速度域が S 波で顕著である。P 波においても作並断層直下に低速度域が存在する。深さ 25 km では深さ 20 km と同様に S 波では作並断層に沿って低速度域が存在し、P 波でもその傾向がみられる。また、解析領域の北東側に低速度異常が P 波、S 波とも存在する。深さ 30 km では P 波で作並断層の東側にやや低速度な領域が存在するが、S 波は作並断層に沿って高速度を示し、その両側に低速度域が存在している。深さ 40 km では P 波、S 波とも解析領域の西側に低速度異常域が存在する。この傾向は Nakajima *et al.* [2001a] でもみられており、火山フロントに沿って連続的に分布する低速度域の一部であると考えられる。

図 2-24 をみると、深さ 0 km では長町-利府断層の上盤側にやや低 V_p/V_s 領域が存在する。深さ 5 km では断層周辺でやや V_p/V_s が大きくなっている。深さ 10 km、15 km では解析領域の東側（断層の下盤側）が高 V_p/V_s になっている。深さ 20 km では解析領域の北西部と南西部に高 V_p/V_s 領域がみられる。深さ 25 km では断層の西側に高 V_p/V_s 領域が存在し、それは解析領域の南まで連続的に分布しているように見える。また、解析領域の北西部に顕著な高 V_p/V_s 域がある。深さ 30 km は深さ 25 km と同様の傾向を示す。長町-利府断層の南側と解析領域の北西側に V_p/V_s の大きな領域がある。深さ 40 km では解析領域の西側で V_p/V_s が大きくなっている。これは、Nakajima *et al.* [2001a] でみられた火山フロントに沿って連続的に分布する高 V_p/V_s 領域の一部をみていると考えられる。

図 2-25 に長町-利府断層の走向にほぼ直交する測線での鉛直断面図を示す。この測線は反射法地震探査の測線 [Ikawa *et al.*, 2001] とほぼ一致しているが、それを含んでさらに北西と南東に延長している。図 2-26 に図 2-25 の断面に沿った RRT の結果を示す。RRT の際も CRT の場合と同じノイズを与えている。図 2-26 をみるとわかるように、この測線に沿

った速度構造は非常によく回復しており、インバージョンで得られた解の信頼性は高いと考えられる。図 2-25 では、(1) 断層の上盤側には地表から深さ 10 km 程度にかけて顕著な低速度域が存在し、深さ 5 km 付近に V_p/V_s がやや大きい領域が存在する；(2) 断層の深部延長上の深さ 15 km 付近には P 波、S 波ともに顕著な低速度域が存在する。ただし、この低速度域の V_p/V_s は周囲とほとんど変わらない；(3) この低速度域の直下の深さ 20-40 km では S 波がやや低速度であり、 V_p/V_s が大きくなっている；(4) 断層の下盤側では深さ 5-40 km で V_p/V_s がやや大きい、という特徴がみられる。以下では、これら 4 つの特徴的な結果について議論する。

2-2-4 議論

特徴 (1):「断層の上盤側には地表から深さ 10km 程度にかけて顕著な低速度域が存在し、深さ 5km 付近に V_p/V_s がやや大きい領域が存在する」について。

断層の上盤側が低速度になっている要因として 2 つの解釈が考えられる。まず 1 つは、長町-利府断層が日本海拡大時に正断層として活動していた [Sato *et al.*, 2002] ことに関する構造をみているという解釈である。宮城県の反射法地震探査 [宮城県, 1996] によると、長町-利府断層の上盤側では下盤側よりも第三系堆積層が厚く堆積しており、それはブーゲー重力異常値が上盤側の方が相対的に小さいこととも調和的である (図 2-16b)。Sato *et al.* [2002] によれば、長町-利府断層は中新世には正断層として活動していたが、後期鮮新世以降逆断層として再活動したと考えられている。中新世に正断層として活動していた断層が後に逆断層として再活動した (インバージョンテクトニクス) とされる断層は日本海東縁 [Okamura *et al.*, 1995] や仙台湾 [中村, 1992] でも多数確認されている。かつて長町-利府断層が正断層として活動していたならば、現在の上盤側に堆積層が堆積するため、上盤側の方がより低速度を示すことが期待される。しかしながら、宮城県の構造探査の結果では、中新世以降に堆積した堆積層の厚さはおよそ 500-1000m である [Sato *et al.*, 2002] ため、地表付近の低速度域の原因にはなり得るものの、図 2-25 にみられるような深さ 10 km 程度までの低速度異常の原因としては考えにくい。

上盤側が低速度を示すもう 1 つの可能性はカルデラに関係した構造をみているという解釈である。後期中新世から鮮新世にかけて、脊梁山地周辺では多数のカルデラが形成されたことが推定されている [Yoshida, 2001]。仙台周辺においても 7-2 Ma 頃にカルデラが形成され、特に仙台西部地域に多く分布している (図 2-17)。これらのカルデラは、上部地殻中の大規模なマグマだまりに蓄えられていたマグマの一部が放出されその欠損を補うために地表にはほぼ円形の陥没構造が形成されたものであり、珪長質のカルデラの地下にはカルデラの直径に相当する広がりを持った当時のマグマだまりの存在が示唆される [たとえば, Yoshida, 2001]。図 2-27(d)、図 2-28(d)に反射法地震探査の結果 [Ikawa *et al.*, 2001] を示す。図 2-27 は断層の走向に直交する測線の結果、図 2-28 は断層の走向と平行な測線の

結果である。図 2-27(d)をみると、反射法地震探査の結果では測線の中央部の深さ 2-5 km と、それよりやや西側の深さ 8-10 km に反射強度の特に強いイベントがみられる。また、それに直交する測線（図 2-28）においても、深さ 2-5 km に反射強度の非常に強いイベントがみられる。これらのイベントの位置は P 波、S 度の低速度域と空間的に一致する。また、 V_p/V_s をみると反射強度の強い場所で V_p/V_s が大きくなっている。図 2-27(d)、図 2-28(d) の深さ 2-5 km にみられる反射強度の強い場所は V_p/V_s が大きな領域の上端、図 2-27(d) の深さ 8-10 km の反射強度の強い場所は V_p/V_s の大きな領域の下端に対応するようにもみえるが、トモグラフィーの深さ方向の分解能は 5 km であるため、詳細な議論をするためにはさらなる解析が必要である。図 2-27(d)、図 2-28(d)にみられる反射強度の強い場所は、カルデラを形成したマグマだまりに対応すると考えられており [Sato et al., 2002]、トモグラフィーで明らかになった上盤側の低速度異常はカルデラの形成に関係したマグマだまりをみているのかもしれない。図 2-25 をみると、断層の上盤側に多く発生している微小地震 [吉本・他, 2000] は、P 波と S 波が低速度で V_p/V_s が大きい領域の中ではほとんど発生していないという顕著な特徴がある。今回の結果ではこの領域は $-d\ln V_s \sim -10\%$ 、 $d\ln V_s/d\ln V_p = 1.5-2$ であり、Takei [2002] のモデルによればアスペクト比 0.01、体積率 1 % 程度の H_2O が存在している可能性がある。ただし、温度の影響を考慮に入れていないこと、速度低下を計算する際の基準速度はトモグラフィーで得られた各層の平均速度であることから、ここで推定した流体の体積率はおおまかな目安である。センブランス解析の結果 [Imanishi et al., 2002] でも、断層の上盤側にセンブランスの大きな領域が存在し、ここで得られた地震波低速度域とよく対応する。Imanishi et al. [2002] は上盤側のセンブランスの大きな領域はカルデラ構造に対応すると述べており、今回の結果と調和的である。

以上、述べてきたように、今回見出された断層上盤側の深さ 0-10 km の低速度異常の要因としては、地表付近のごく浅部に限っては断層が正断層として活動していた時期に堆積した堆積層が考えられる。一方、その堆積層の厚さは 500-1000m 程度であることから、深部の低速度異常は、Sato et al. [2002] が指摘するようなカルデラ形成に関連したマグマだまりが主な原因であると推測される。

特徴 (2): 「断層の深部延長上の深さ 15 km 付近に P 波、S 波ともに非常に顕著な低速度域が存在する。ただし、その V_p/V_s は周囲とほとんど変わらない」について。

断層の深部延長上に位置する低速度域の速度は、 $V_p = 5.8-6.2$ km/s、 $V_s = 3.3-3.6$ km/s であり P 波、S 波速度とも周囲に比べ 5-10 % 程度低速度になっている。この速度異常は RRT（図 2-26）でもよく再現されており、見かけ上のものではないと考えられる。速度異常の原因としては温度と流体の影響が考えられる。長町-利府断層付近は火山フロントの前弧側に位置するが、周囲に比べやや地温勾配が大きい [田中・他, 1999] ことが知られており、東北日本の前弧側の中でも特異な場所の一つである。しかし、この速度異常域は地表までは続いておらず、逆にその直上では周囲に比べて速度が速くなっており、深さ 15 km 付近

にだけ高温の領域が存在するとは考えにくい。仮に温度の影響だとしても、花崗岩の P 波速度は温度 100℃ の上昇に対して 0.5% [Christensen and Mooney, 1995] から 2.4% [Christensen, 1979] 程度しか減少しないため、ここで観測された 5-10% の低速度異常を温度だけで説明するためには、周囲に比べ数百℃ 高温になっている必要がある。周囲に比べ数百℃ 温度が高いと花崗岩のソリダス (600-700℃) [たとえば, Robertson and Wyllie, 1971] を超えてしまい、メルトが生成され V_p/V_s が大きくなる [たとえば, Watanabe, 1993; Takei, 2002] ことが期待され、 V_p/V_s は周囲と変わらないという観測結果と矛盾する。したがって、ここで観測されている低 V_p ・低 V_s が温度不均質だけで生じている可能性は低く、流体の影響を受けていると考えられる。この低速度域の V_p/V_s は大きくないこと、また上部地殻に相当する深さであり東北日本の温度構造では花崗岩のソリダスに達していないこと (図 2-11) から、ここでは流体として H_2O を考える。図 2-12 に示した Takei [2002] の結果を用いると、この速度異常 ($d\ln V_s/d\ln V_p = -1$, $-d\ln V_s = 5-10\%$) は、アスペクト比 0.05-0.1、体積率 1-5 % の H_2O が存在すれば説明することができる。MT 観測の結果でもこの低速度域のやや西側に顕著な低比抵抗領域が存在することが指摘されている [小川・他, 2002]。さらに、この低速度域の東側には多数の反射面が見つかっており (図 2-25)、一部の反射面 (体) の内部には H_2O が存在すると推定されている [Umino et al., 2002b] ことから、震源域近傍の上部地殻には H_2O が広く分布しているのかもしれない。

特徴 (3): 「特徴 (2) の領域の深部には低 V_s ・高 V_p/V_s 領域が存在する」について。

この領域は S 波が低速度で V_p/V_s がやや大きくなっている。地温勾配にも依存するが深さ 25 km では玄武岩のウエットソリダスよりは高温になっていると考えられる (図 2-11) [Yoshida, 2001] ため、ここでは流体としてメルトを考える。速度異常 ($d\ln V_s/d\ln V_p = 1.5-2$, $-d\ln V_s = 3-6\%$) を説明するようなメルトの形状と体積率を推定すると、アスペクト比 0.005-0.3、体積率 0.1-0.5 % を得る。この領域の直上には、特徴 (2) で述べたように H_2O の存在が示唆されることから、この領域のメルトの固化に伴い放出された H_2O が浅部に供給されているのかもしれない。下部地殻に部分熔融域が存在すれば、そこでは剪断強度が相対的に小さいことが期待され、局所的に短縮変形がしやすくなり、その直上の脆性的な領域に応力集中をもたらすと考えられる。この考えは、図 2-25 に示すように上盤側で微小地震が活発であることと矛盾しない。

特徴 (4): 「断層の下盤側では深さ 5-40 km で V_p/V_s がやや大きい」について。

断層の下盤側の深さ 5km 以深で V_p/V_s が大きくなっているのは、P 波速度が周囲と同じかやや速く、S 波速度が周囲より 5 % 程度遅いためである。深さ 10 km における P 波速度は約 6.2 km/s、S 波速度は約 3.4 km/s であり、 V_p/V_s は約 1.82 (ポアソン比 0.284) である。 V_p/V_s が大きいにもかかわらず P 波速度が周囲と同じかやや速いということを考えると、温度や流体の影響であるとは考えにくい。温度や流体が原因ならば P 波速度も低下させるからである。このような速度異常を生じさせる要因の一つとしては変成岩を考えることが

できる [たとえば, Christensen, 1996]. 図 2-25 の測線東端のやや南には火山活動があったことを示す安山岩が地表に露出している [地質調査所, 1992] ことから, 以前の火山活動の名残をみている可能性もある. しかしながら, 今回得られた速度構造からはこの領域の速度異常の原因を結論づけることはできない.

以上, 今回得られた結果とその原因を議論してきた. 長町-利府断層の上盤側の深さ 0-10 km には 7-2 Ma に形成されたカルデラに関する構造がいまでも残っており, 速度構造や反射法地震探査, センブランス解析などでその存在が確認できる. ここで観測された速度異常はアスペクト比 0.01, 体積率 1 %程度の H_2O が存在すれば説明することができる. 断層の深部延長の深さ 15 km 付近には低速度域が存在し, そこには H_2O が体積率で 1-5 %存在する. この低速度域の直下の下部地殻には 0.1-0.5 %程度のメルトを含む部分熔融域が存在すると考えられる.

2-2-5 まとめ

本節では, 仙台市近郊の長町-利府断層周辺の 3 次元地震波速度構造の推定を行った. 長町-利府断層周辺に稠密に設置された観測点で得られたデータを用いることで, 空間分解能 5 km 程度で速度構造を推定することができた. その結果, 長町-利府断層の上盤側の深さ 0-10 km にはカルデラ構造に関係した構造をイメージすることに成功した. 体積率で約 1 %の H_2O が存在すればその領域で観測された速度異常を説明することができる. さらに断層の深部延長上の深さ 15 km 付近には顕著な低速度域があり, そこには体積率で 1-5 %程度の H_2O の存在が示唆される. その直下には部分熔融域も存在すると推測される.

本節において, 断層の深部やその深部延長上に流体が存在することを明らかにした. 断層深部に分布する流体の存在は, 野島断層 [Zhao and Negishi, 1998] や宮城県北部地震の震源域 (本稿 2-1 節) でも見いだされている. とりわけ, 宮城県北部地震の震源域と長町-利府断層は, 東北日本において前弧側で大きな地震が発生する特異な場所である. この両地域において断層深部に流体の存在が推定されたことは, 流体が地震発生もしくは断層の形成に重要な役割を果たしていることを強く示唆している.

表 2-1. 各深さにおける平均速度
(鬼首地域とその周辺域)

Depth [km]	P-wave velocity [km/s]	S-wave velocity [km/s]
0	5.26	3.02
2.5	5.46	3.15
5	5.67	3.30
7.5	5.86	3.43
10	6.05	3.56
15	6.22	3.61

表 2-2. 各深さにおける平均速度
(長町-利府断層周辺域)

Depth [km]	P wave velocity [km/s]	S wave velocity [km/s]
0	5.19	3.08
5	5.51	3.19
10	6.10	3.52
15	6.30	3.63
20	6.50	3.73
25	6.62	3.75
30	6.82	3.80
40	7.43	4.12

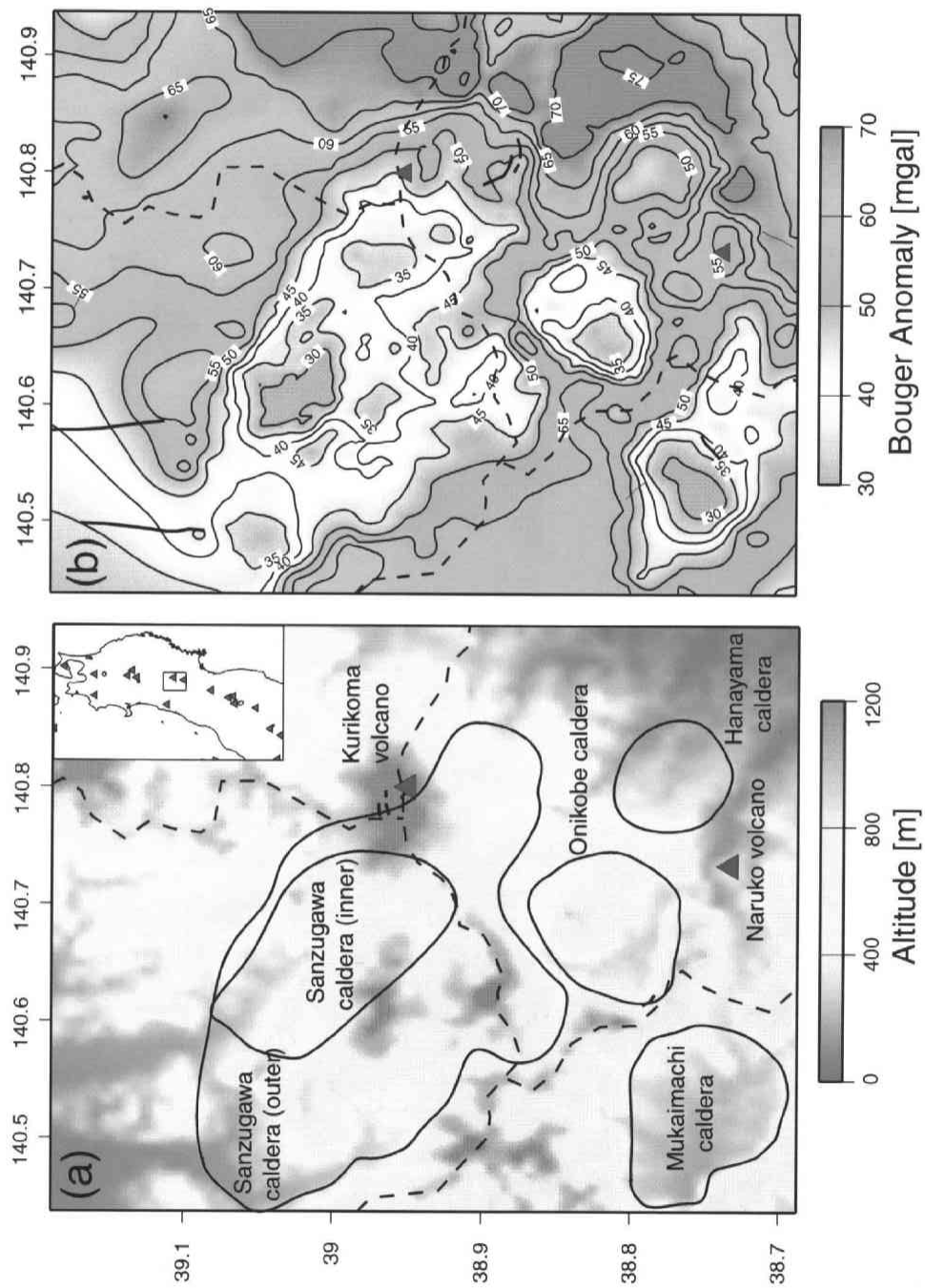


図2-1. (a) 宮城県鬼首地域とその周辺域のマップ。赤三角は活火山、黒の実線はカルデラ [Yoshida, 2001], 黒の破線は県境をあらわす。活火山, カルデラには名前を入れてある。 (b) ブーゲー重力異常 (仮定密度 2.67 g/cm^3) [駒澤・他, 2000]。センターは5mgal間隔で引いてある。

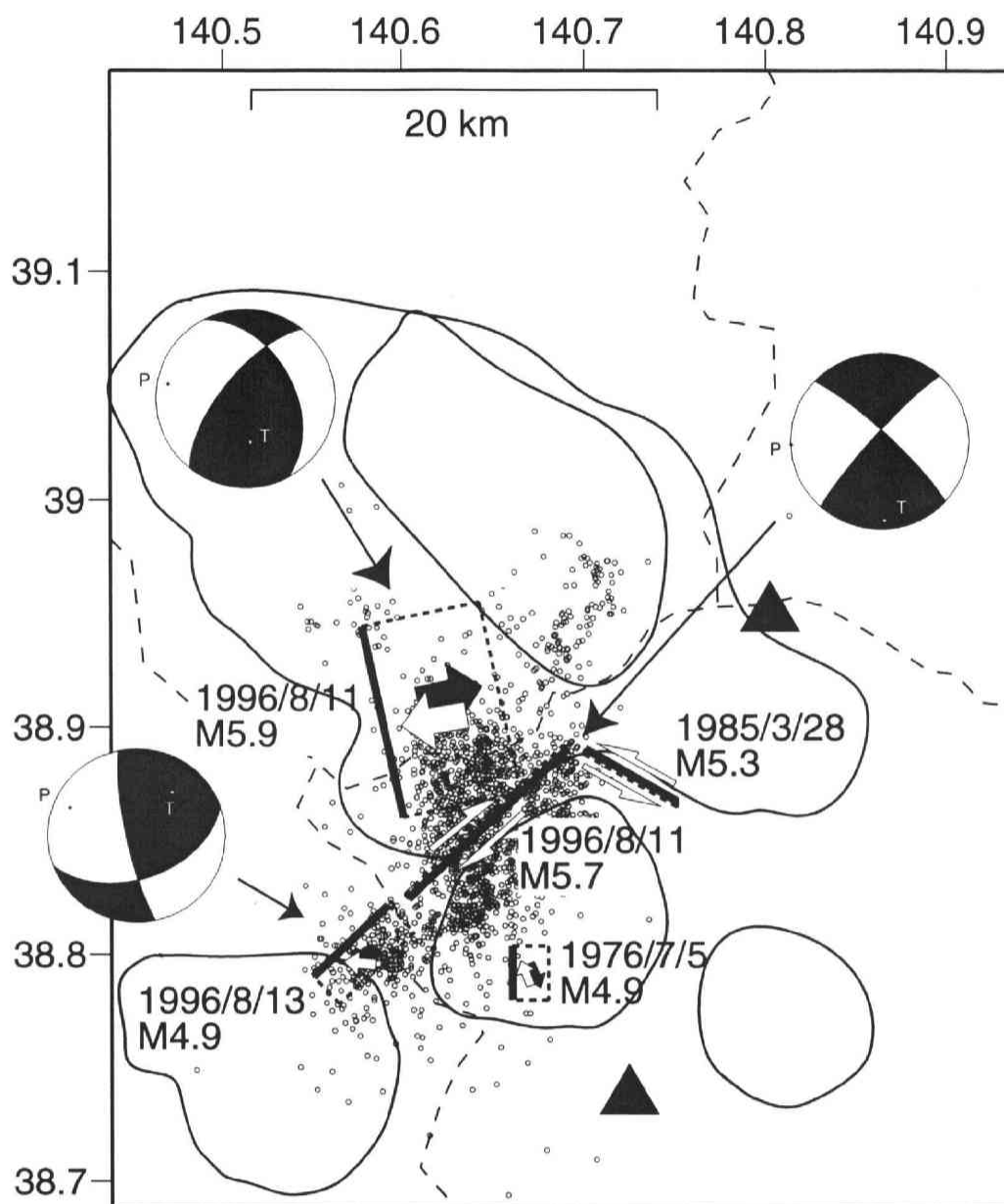


図2-2. 1976年から1996年の期間に発生した比較的大規模の地震の断層とすべりの方向 [海野・他, 1998]. 1996年に発生したM5.9, M5.7, M4.9の地震についてはP波初動から決めたメカニズム解 (下半球等積投影) も併せて示してある. 黒実線はカルデラ[Yoshida, 2001], 黒点はM5.9の地震発生後1週間に観測された余震の震央である.

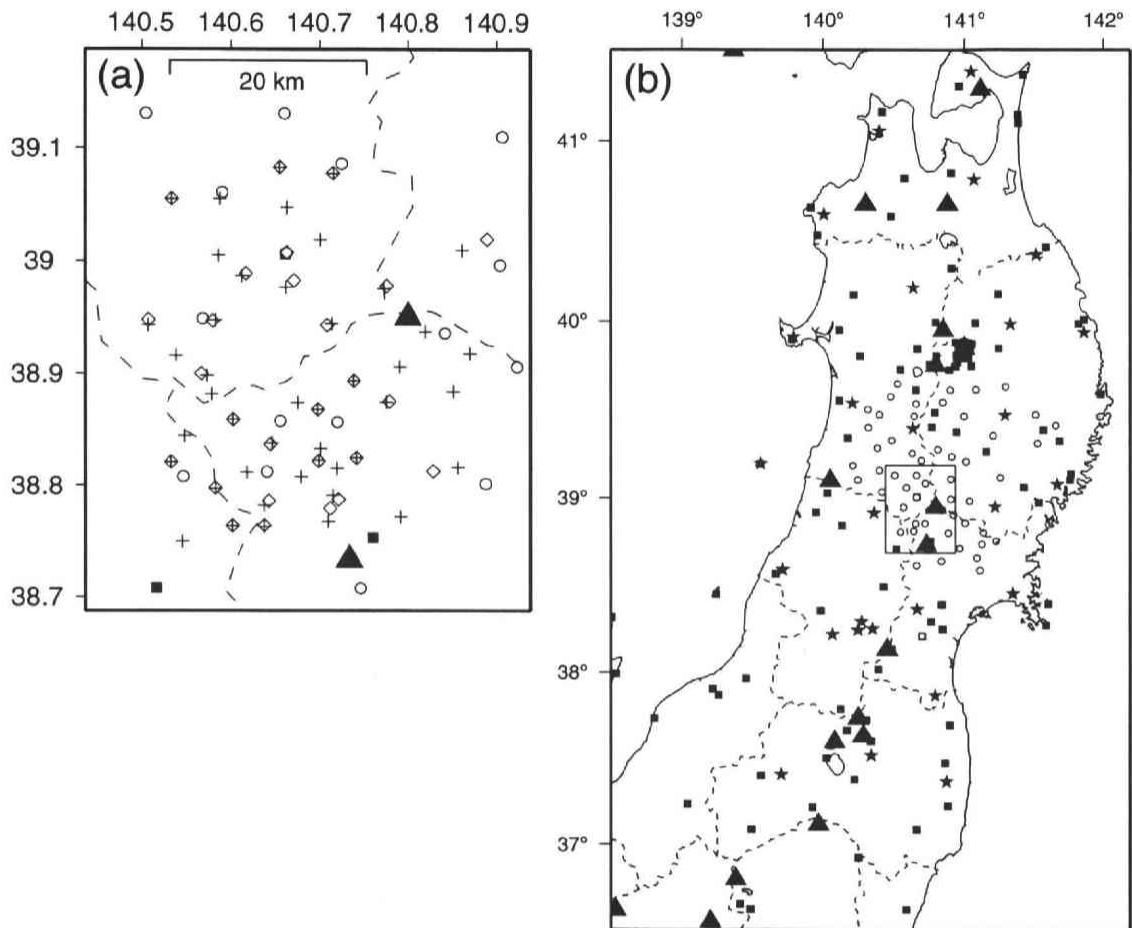


図2-3. 解析に用いた観測点の分布. (a) 解析領域内の観測点. 菱形は96年の臨時観測点 (27点), クロスは97年の臨時観測点 (44点), 白丸は97-99東北脊梁山地合同地震観測構造探査実験の一環として設置された観測点, 黒四角は東北大学の観測点である. (b) 東北地方の観測点. 黒四角は東北大とその協力観測点, 星印は気象庁の観測点である. 図中の四角は(a)に示した解析領域をあらわす.

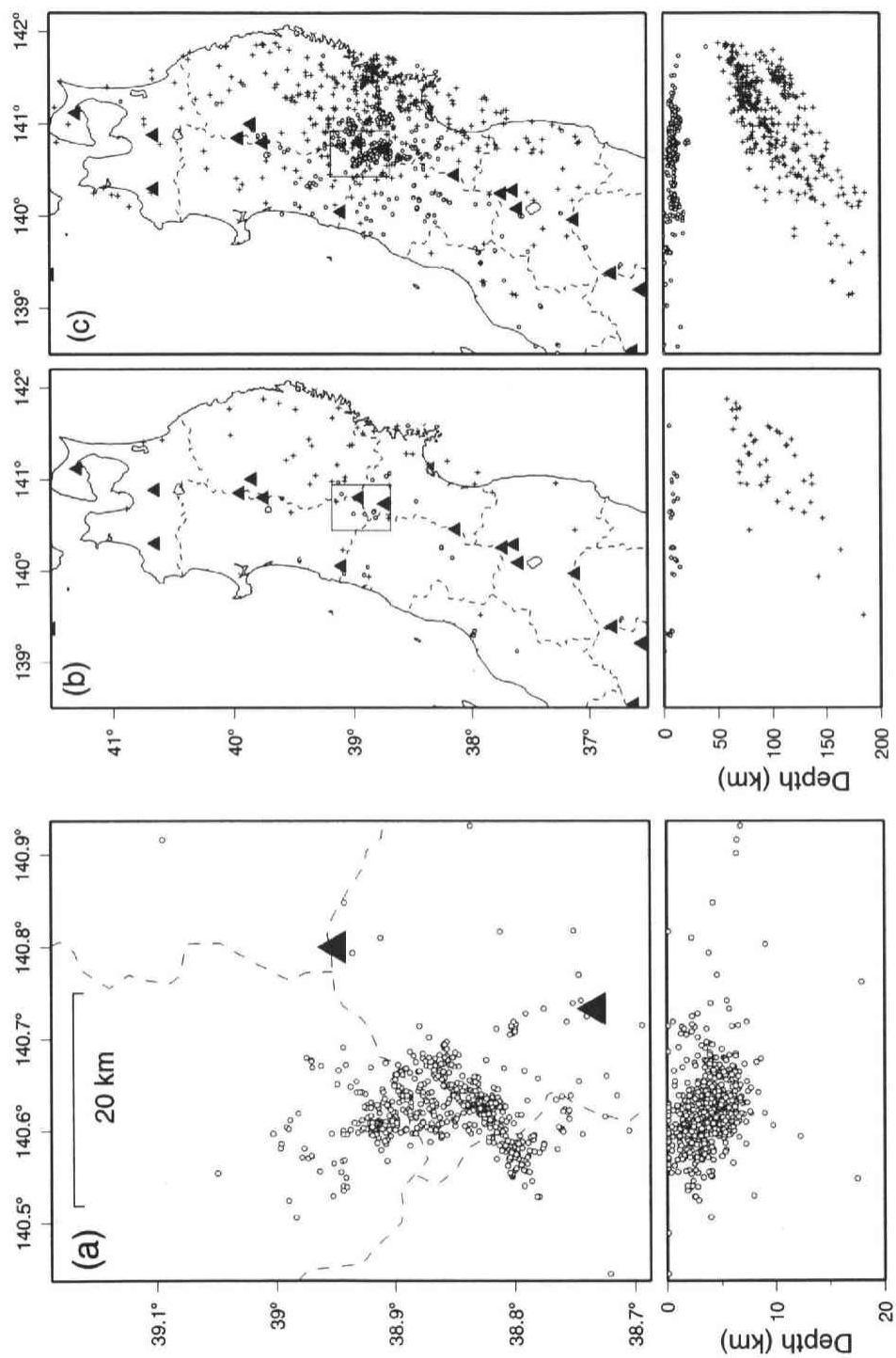


図2-4. 解析に用いた地震の震源分布. (a) 1996, 97年の臨時観測で決定された震源 (732個). (b) 1997年7月から10月に発生したM2.5以上の地震 (90個). 白丸は震源の深さが40km以下の地震, クロスは40km以上の地震をあらわす. 図中の四角は(a)に示した領域である. (c) 1999年8月から2000年12月に発生した地震 (758個). 図中のシンボルは(b)と同じ.

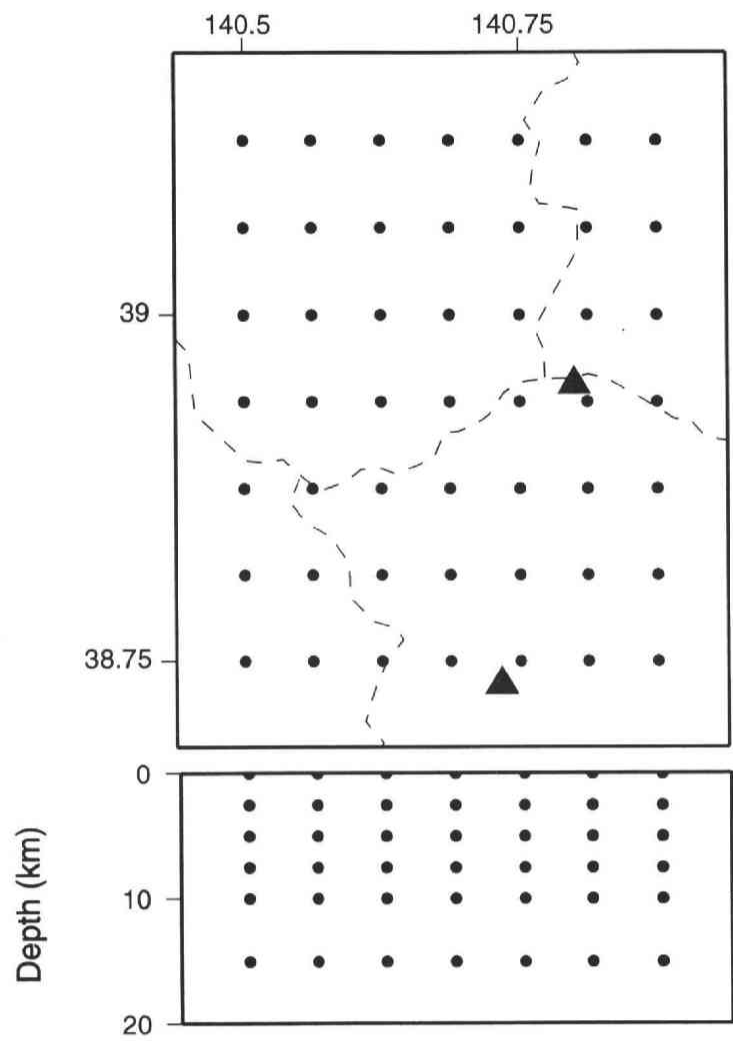


図2-5. 解析に用いたグリッド配置. 水平方向には0.0625度間隔, 鉛直方向には2.5-5km間隔でグリッドを配置した.

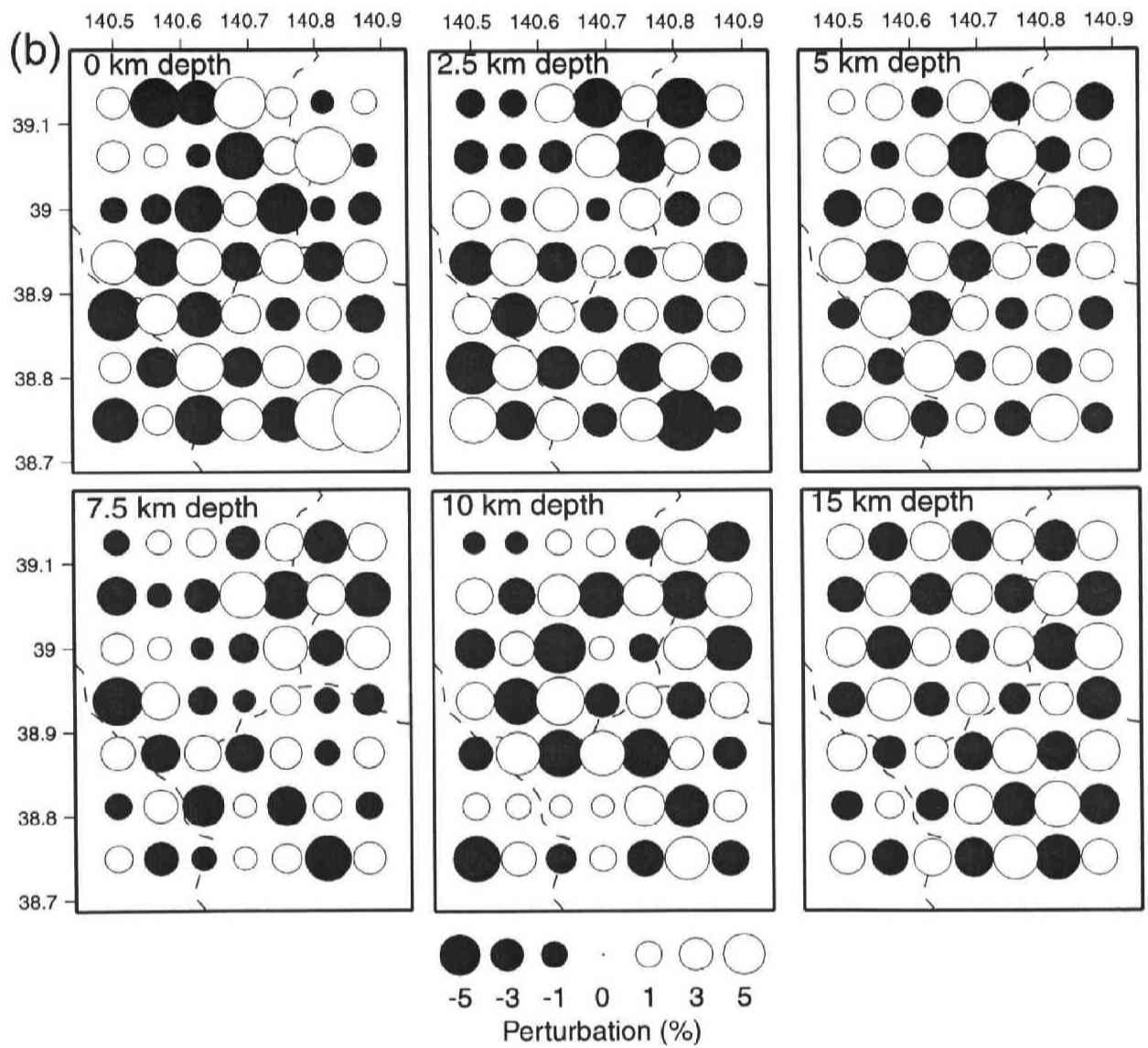


図2-6. つづき.

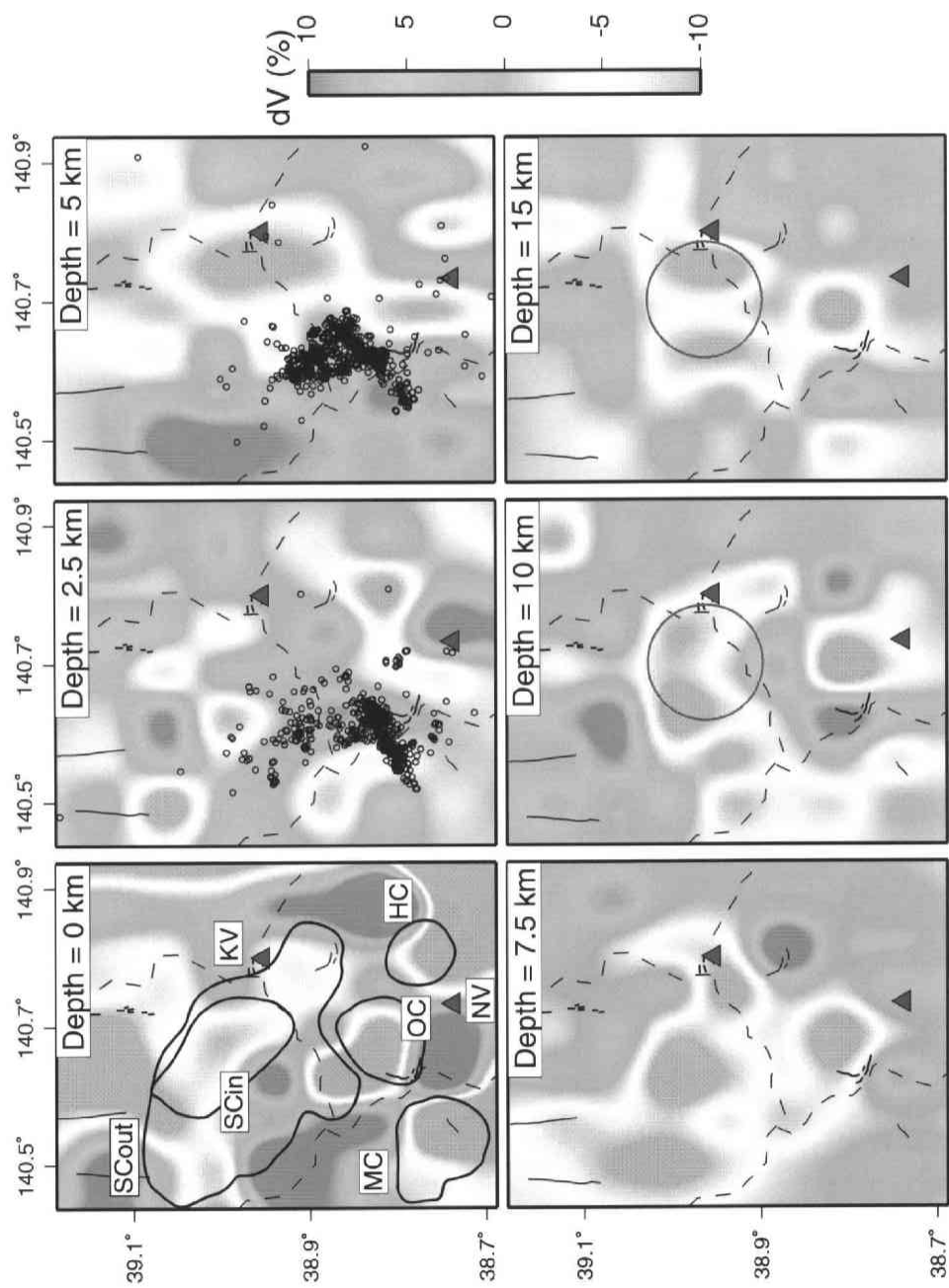


図2-7. P波速度構造。カラースケールは速度パーターベーションをあらわし、青が高速度、赤が低速度である。赤三角は活火山、黒点は1996年8月11日のM5.9の地震発生後1ヶ月以内に発生した余震である。余震は各深さの±2.5km以内に発生したものをプロットしてある。灰色の丸は小野寺・他[1998]で明らかにされた地震波高減衰域をあらわす。深さ0kmにはカルデラ[Yoshida, 2001]も示してある。KV:栗駒火山, NV:鳴子火山, OC:鬼首カルデラ, HC:花山カルデラ, MC:向町カルデラ, SCin:三途川インナーカルデラ, SCout:三途川アウトカルデラ。

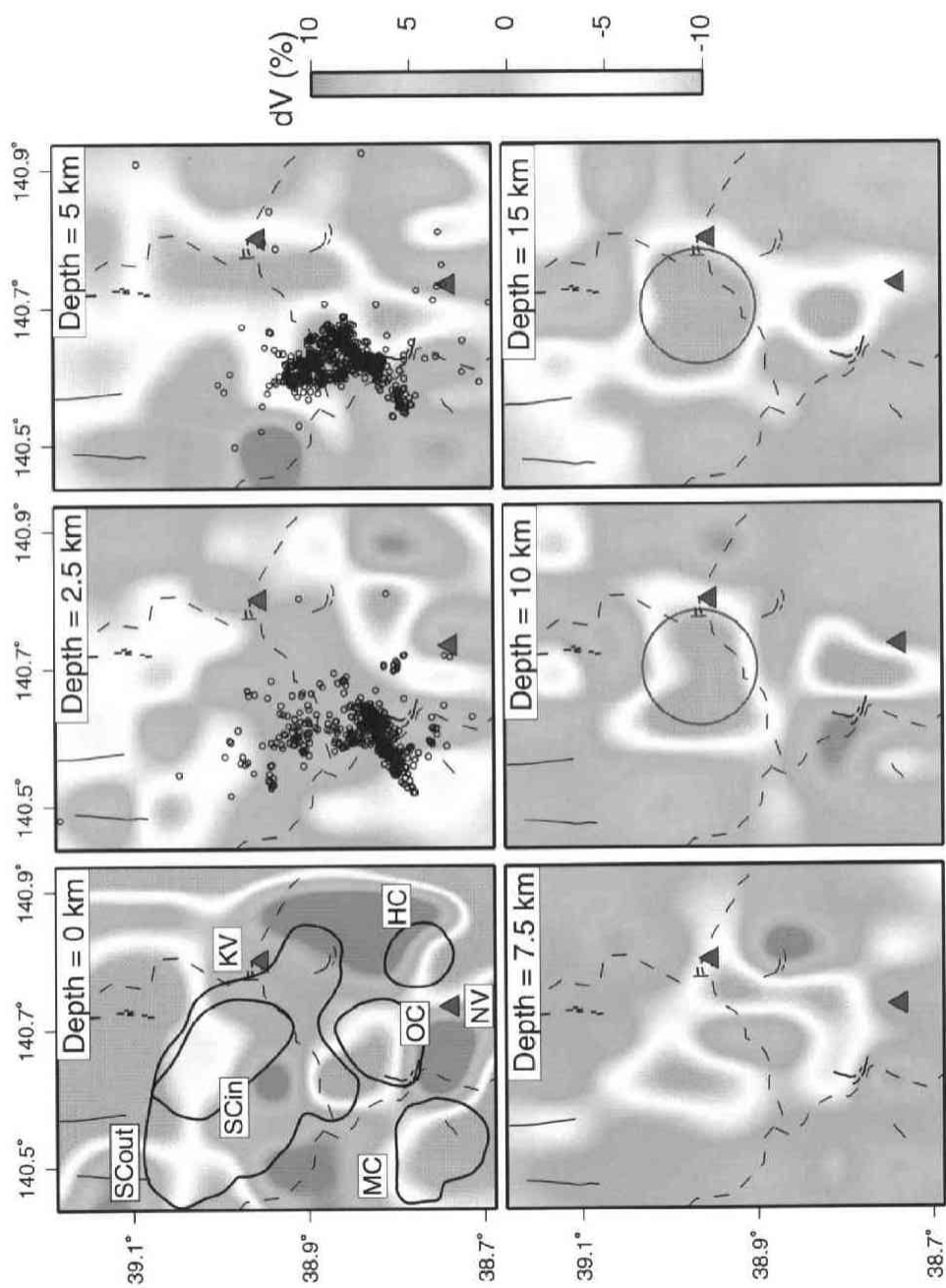


図2-8. S波速度構造. 図中のシンボルは図2-7と同じ.

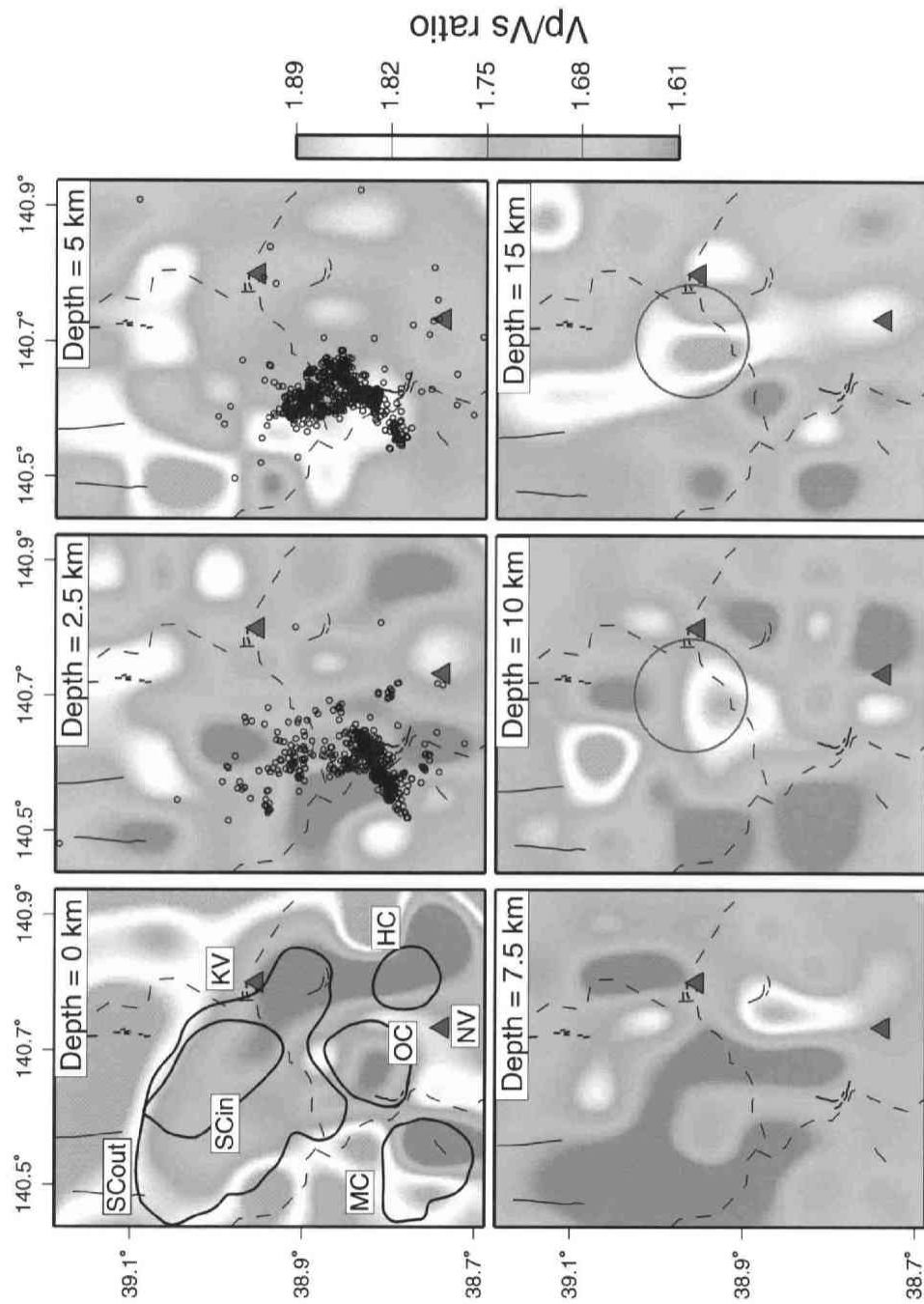


図2-9. V_p/V_s 構造. カラースケールは絶対値を表し、赤が高 V_p/V_s 、青が低 V_p/V_s である. その他のシンボルは図2-7と同じ.

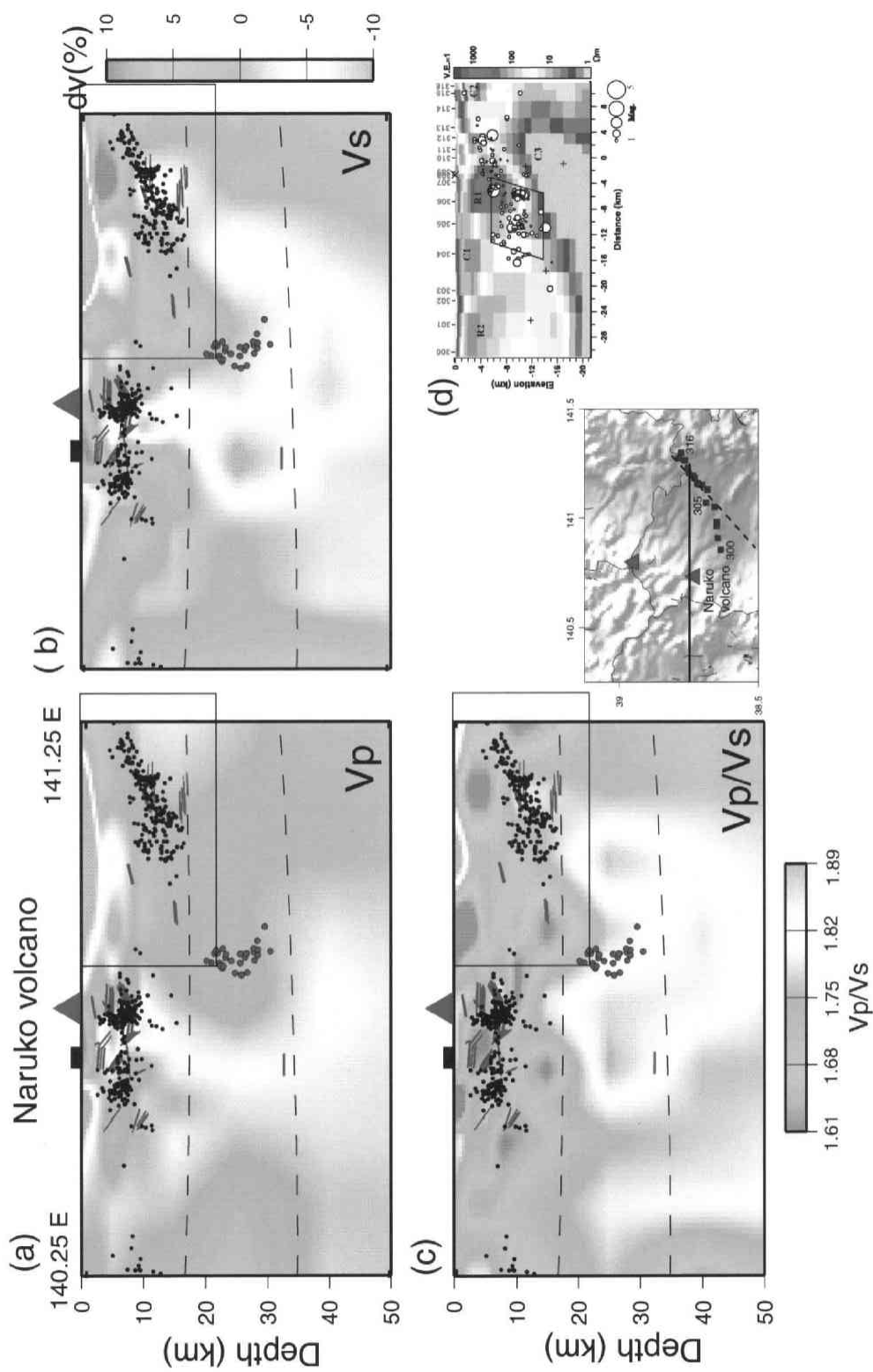
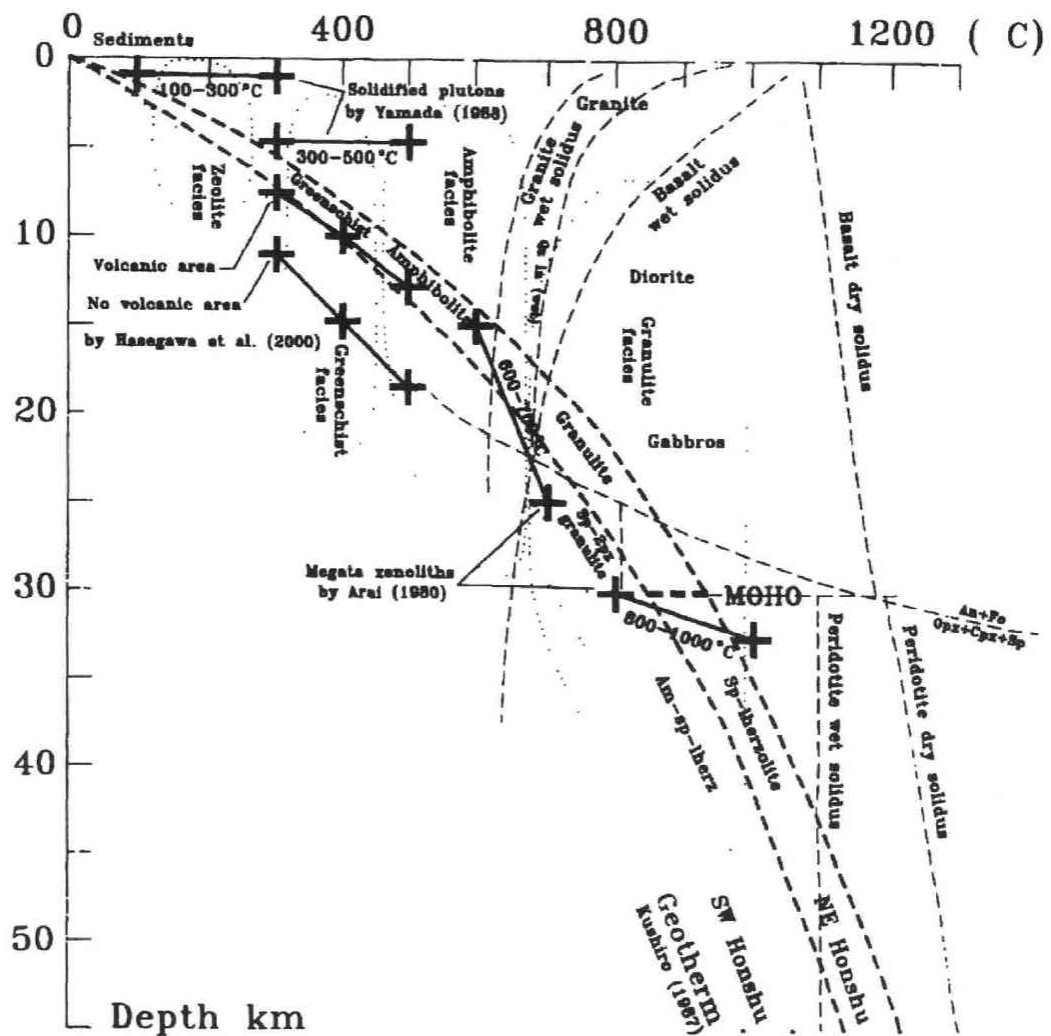


図2-10. 鳴子火山を通る東西鉛直断面. (a) P波速度, (b) S波速度, (c) V_p/V_s . 測線の位置は挿入図に示してある. 地表の赤三角は鳴子火山, 黒四角は活断層をあらわす. 図中の黒丸は微小地震, 赤線はS波反射面 [堀・他, 1999], 赤丸は低周波微小地震 [岡田・長谷川, 2000], 黒破線はコンラッド面とモホ面である. 黒実線の範囲は(d)に示す図の範囲に対応する. (d) 宮城県北部地震震源域付近での比抵抗構造 [Mitsuhata et al., 2001]. 挿入図の破線に沿った二次元解析の結果である. MT探査の観測点は挿入図の青四角.



after Yoshida [2001]

図2-11. 地殻・最上部マントルの地温勾配と岩石の種類 [Yoshida, 2001]. 東北日本の地温勾配では、玄武岩のウェットソリダスと深さ約20kmで交わる。

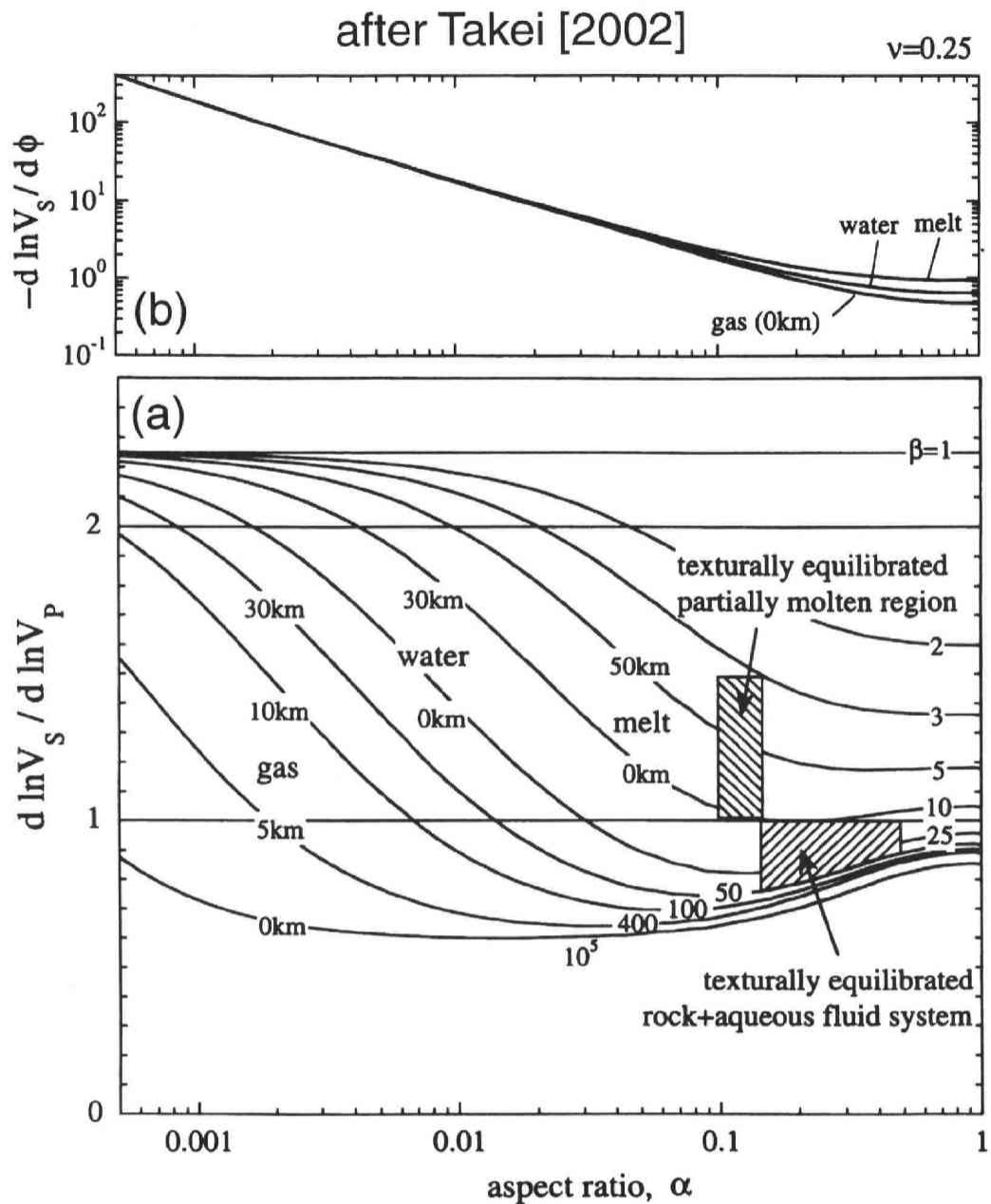


図2-12. (a) アスペクト比と $d\ln V_s/d\ln V_p$ の関係. (b) アスペクト比と体積率の関係. 包含物の物性を仮定すれば, $d\ln V_s/d\ln V_p$ から空隙のアスペクト比が求まり, そのアスペクト比と $d\ln V_s$ から包含物の体積率を推定することができる.

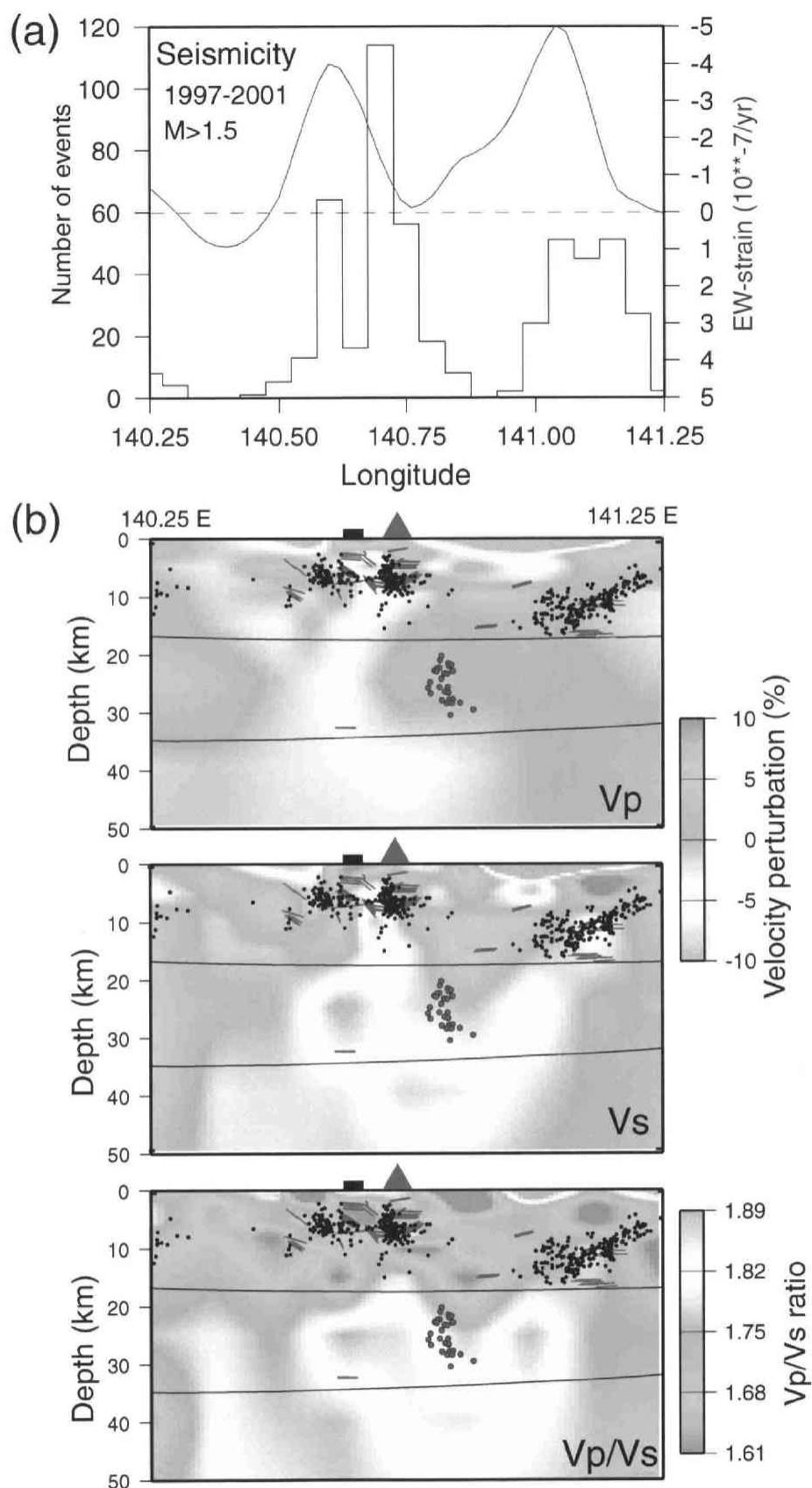


図2-13. (a) 北緯38.75度における地震の頻度分布（黒線）とGPSで推定した東西歪速度（青線）[佐藤・他, 2002]. 地震は1997年から2001年の期間に測線から片幅約4km以内に発生したものである. 地震活動は左の目盛り, 歪速度は右の目盛りである. (b) 図2-10に示したP波, S波速度構造と V_p/V_s 構造.

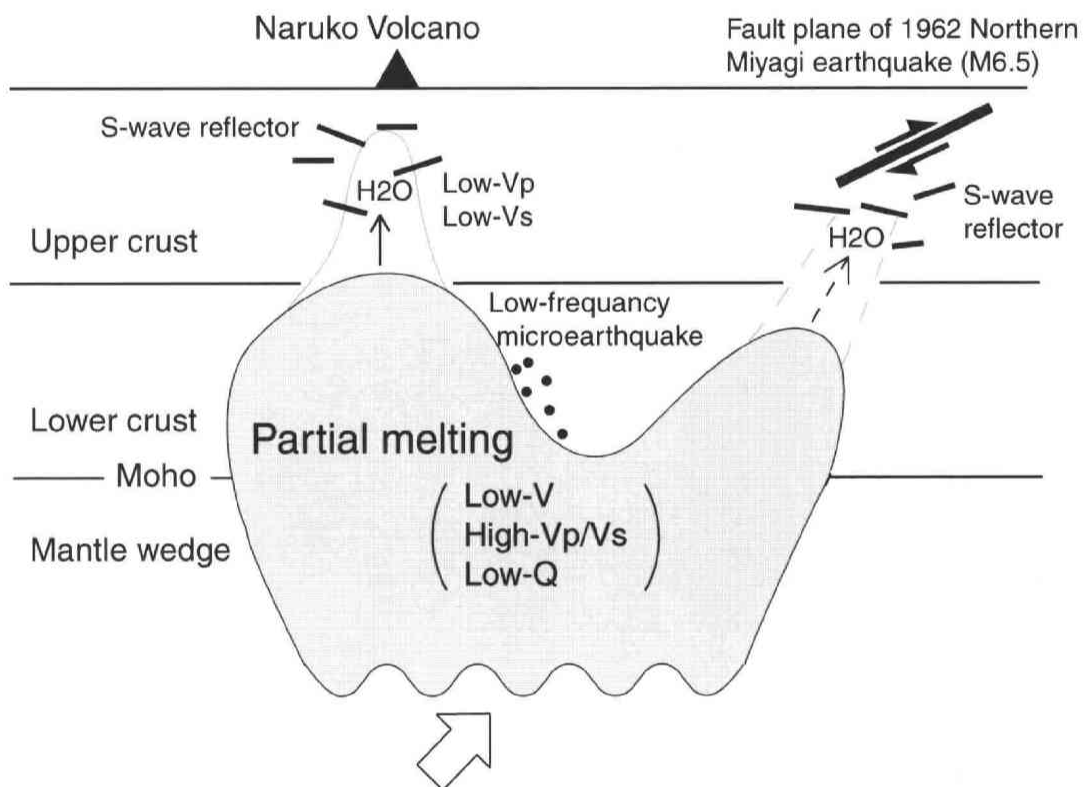


図2-14. 鳴子火山を通る東西鉛直断面の模式図.

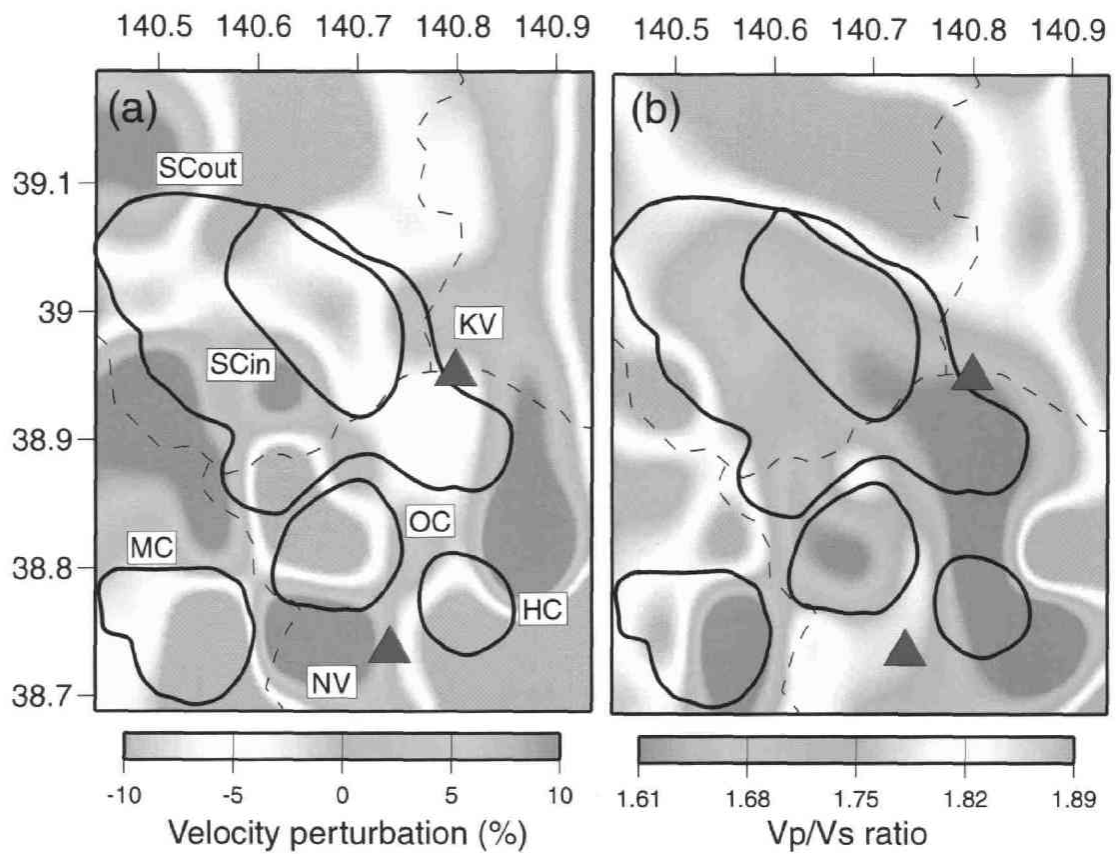


図2-15. 深さ0kmにおける(a)P波速度構造と(b)Vp/Vs構造. 図中の赤三角は活火山, 黒線はカルデラ [Yoshida, 2001] をあらわす. KV:栗駒火山, NV:鳴子火山, OC:鬼首カルデラ, HC:花山カルデラ, MC:向町カルデラ, SCin:三途川インナーカルデラ, SCout:三途川アウトカルデラ.

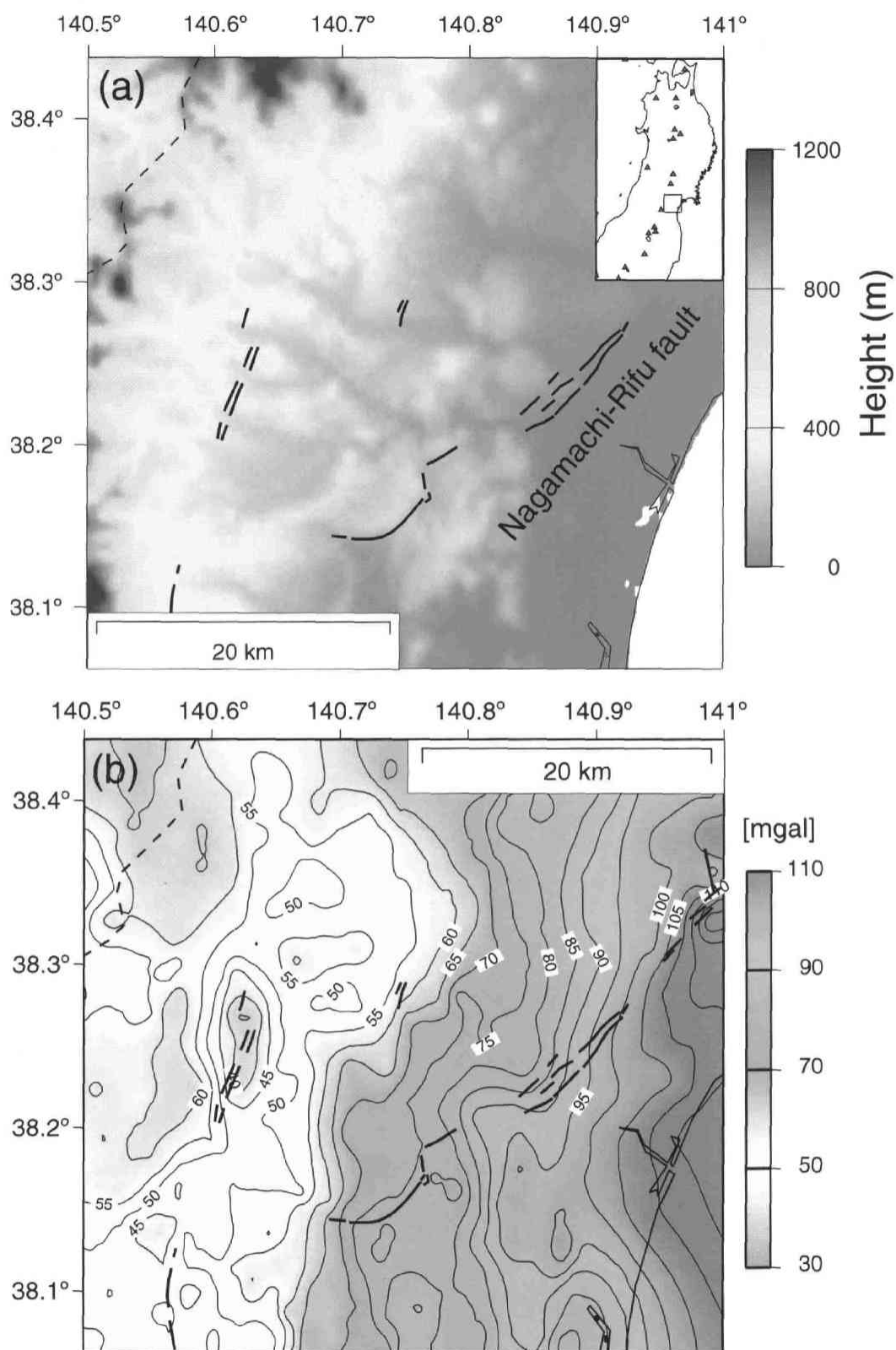
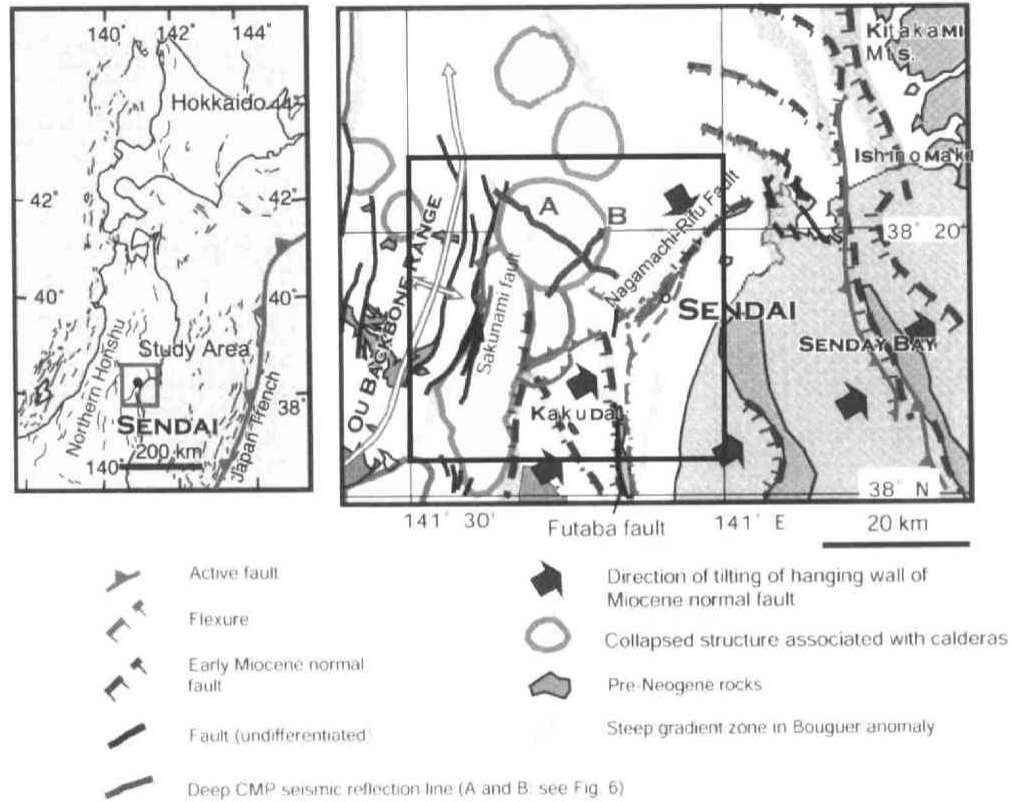


図2-16. (a)長町-利府断層周辺域のマップ．黒の実線は活断層，黒の破線は県境である．(b)ブーゲー重力異常（仮定密度 2.67g/cm^3 ）[駒澤・他，2000]．コンターは 5mgal 間隔で引いてある．図中のシンボルは(a)と同じ．



after Sato et al. [2002]

図2-17. 長町-利府断層周辺域の地質図 [Sato et al., 2002]. 右図の青四角が本研究の解析領域。

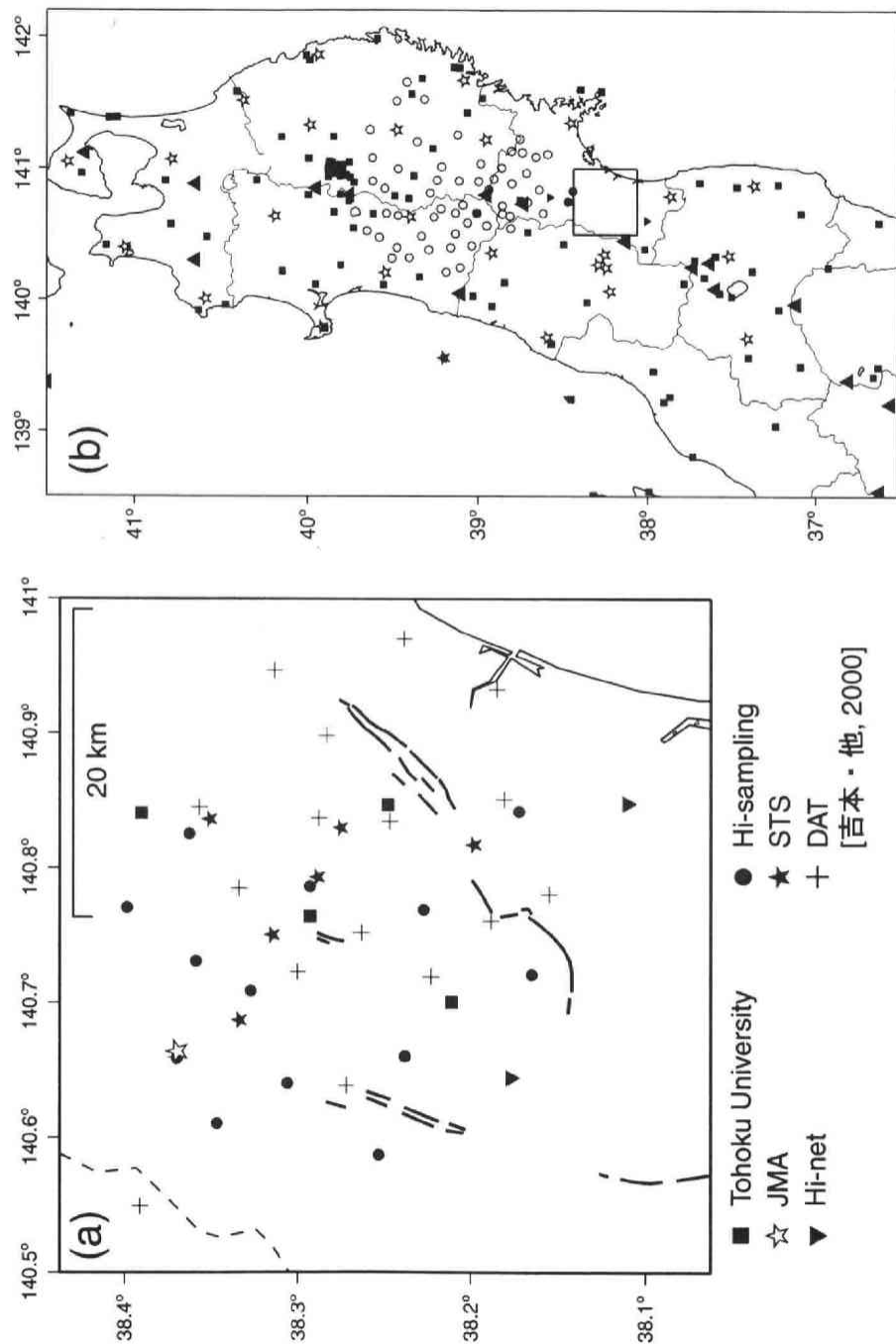


図2-18. 解析に用いた観測点の分布. (a) 解析領域内の観測点, (b) 東北地方の観測点, 黒四角は東北大とその協力観測点, 星印は気象庁の観測点, 白丸は97-99東北脊梁山地合同地震観測で設置された観測点である. 図中の四角は(a)に示した解析領域をあらわす.

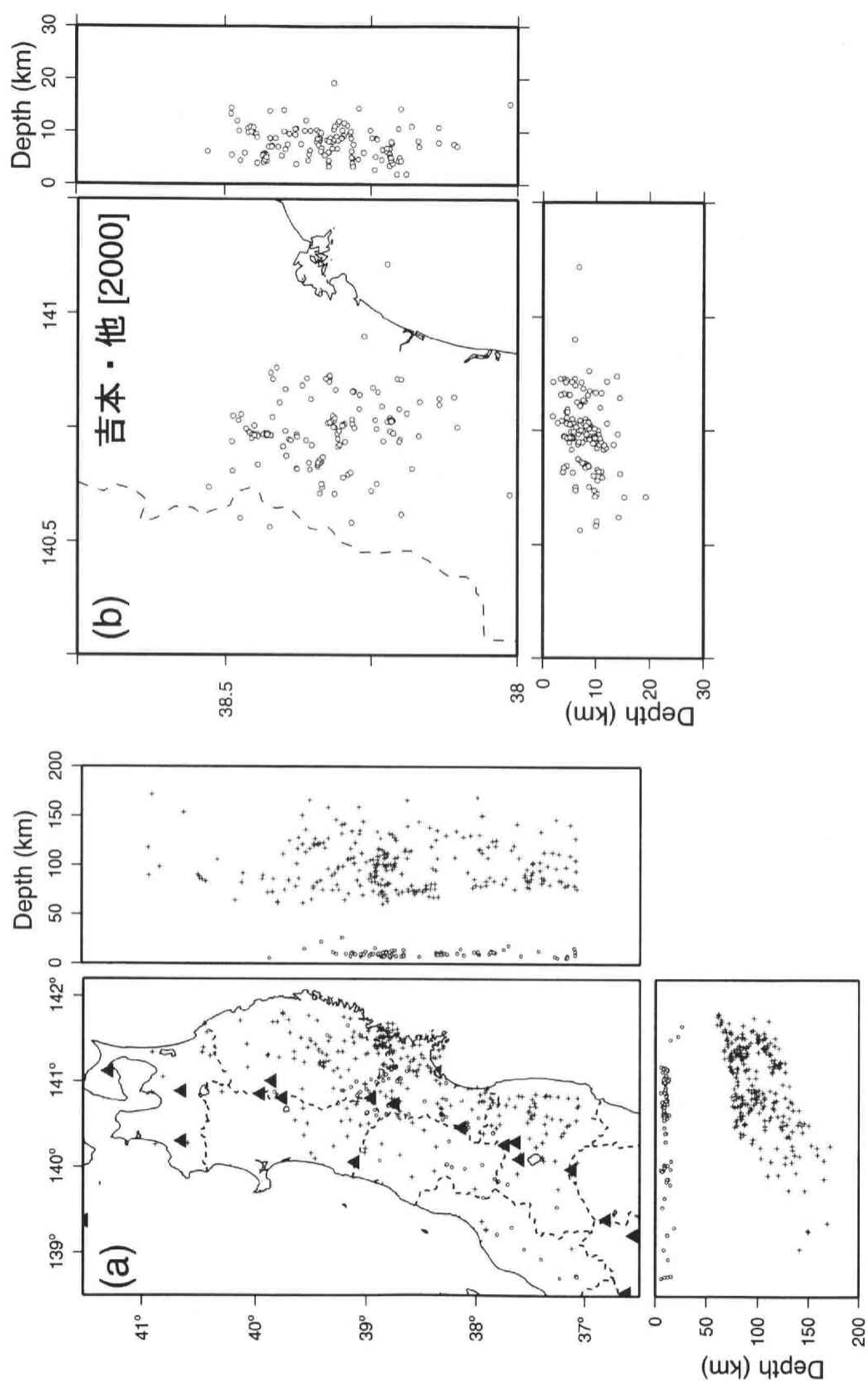


図2-19. 解析に用いた地震の震源分布. (a)2001年5月から2002年7月に東北地方で発生したM2.5以上の地震 (349個). 白丸は震源の深さが40km以上の地震, クロスは40km以下の地震をあらわす. (b) 吉本・他 [2000] で決定された震源 (144個).

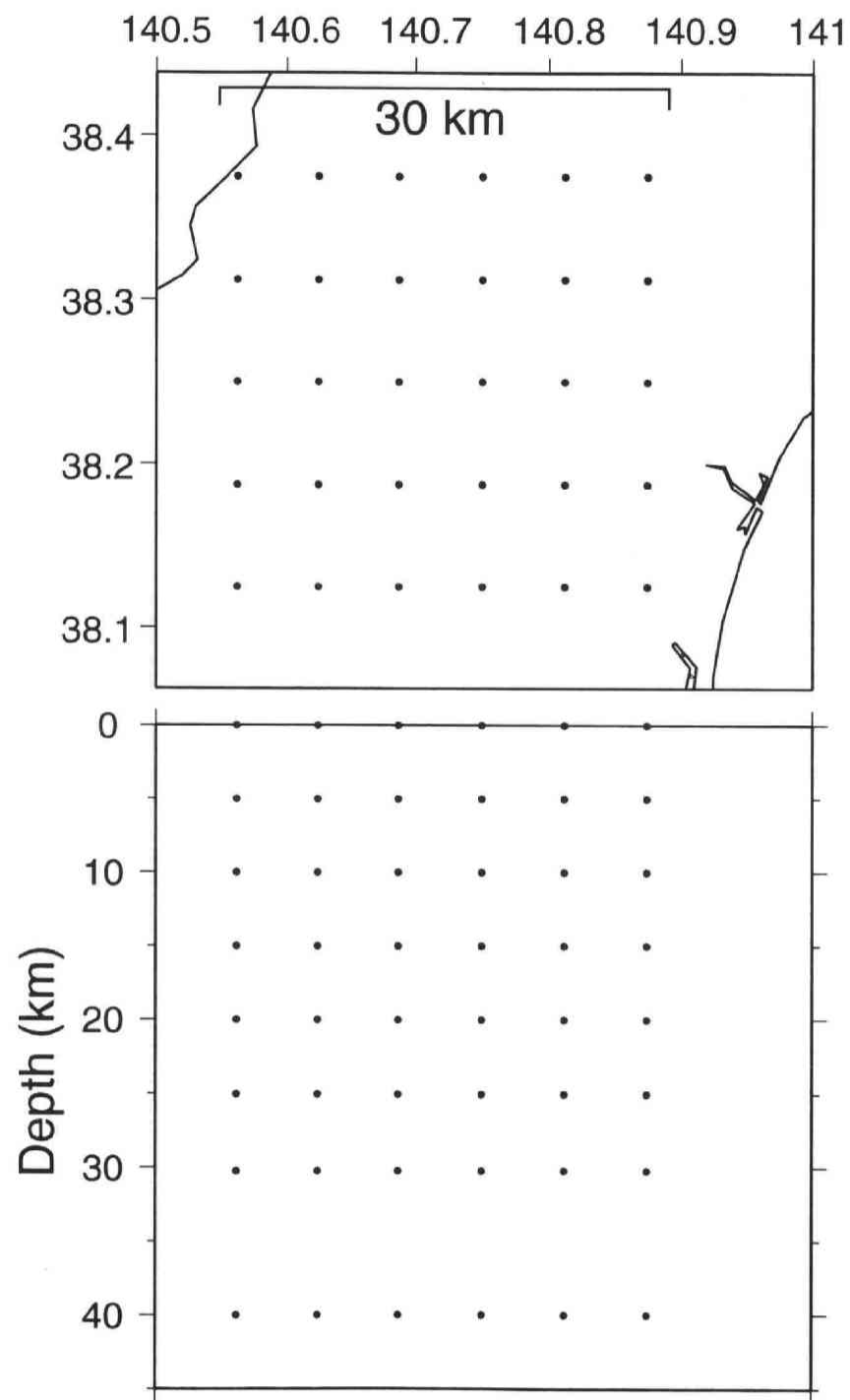


図2-20. 解析に用いたグリッド配置. 水平方向には0.0625度間隔, 鉛直方向には5-10km間隔でグリッドを配置した.

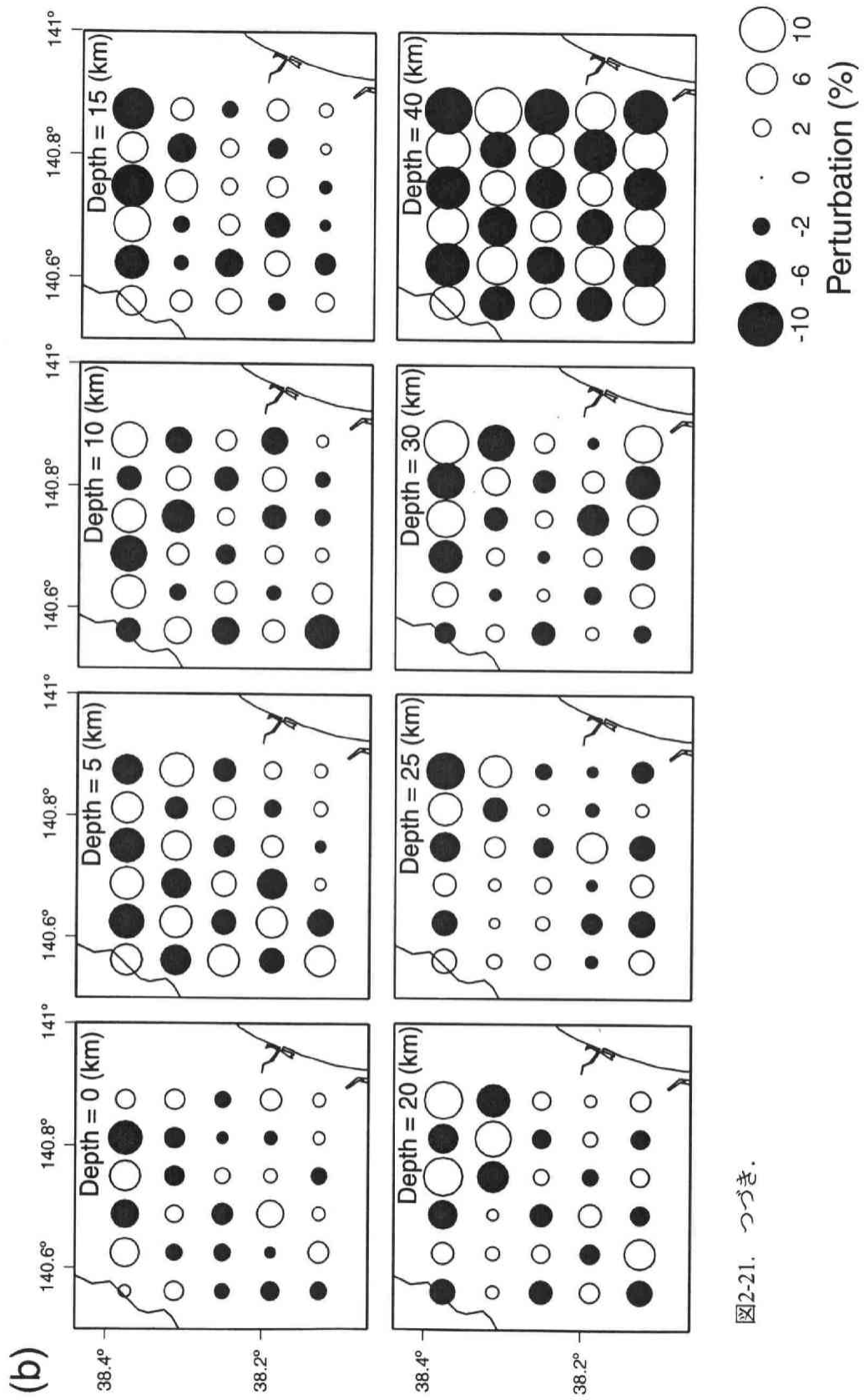


図2-21. つづき.

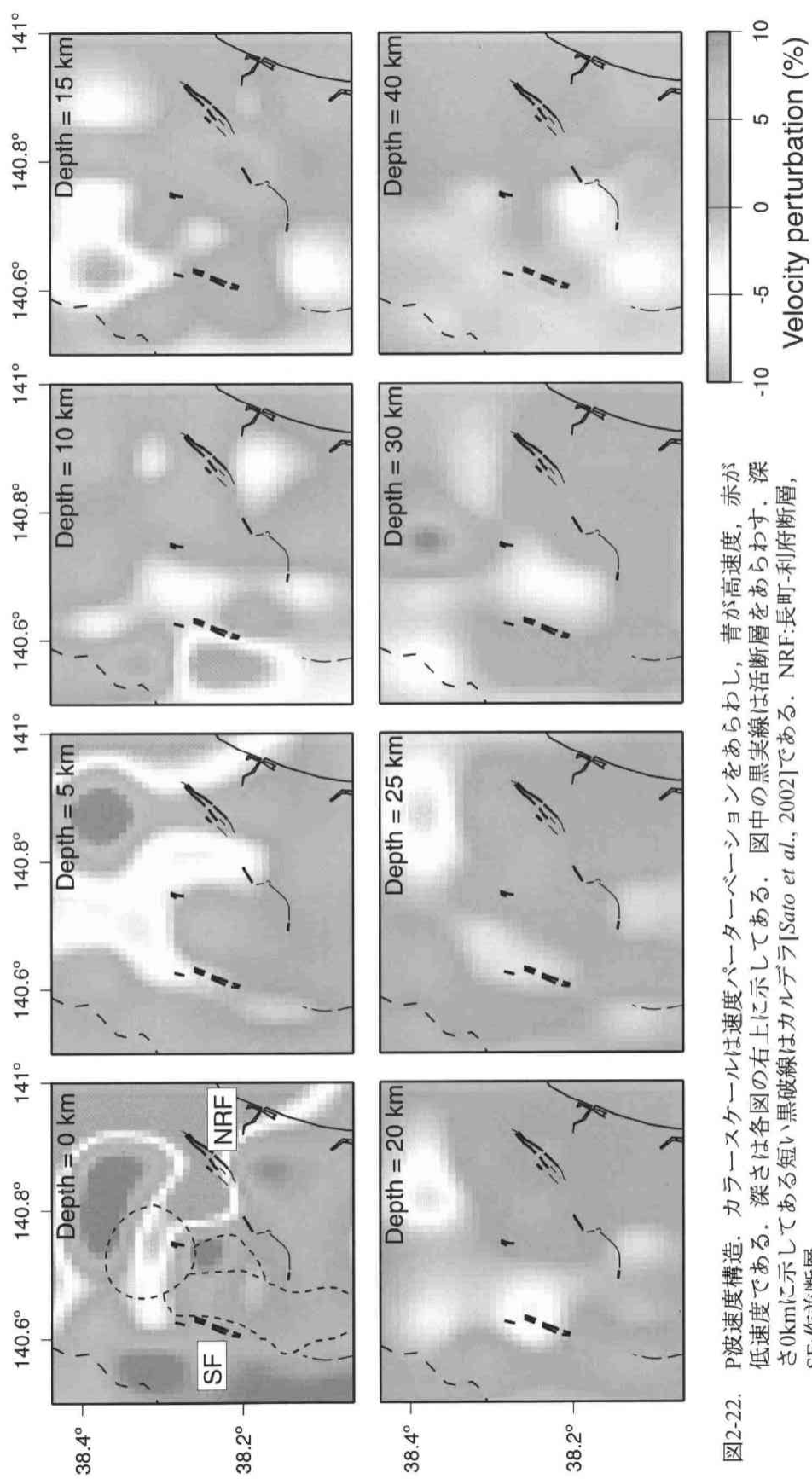


図2-22. P波速度構造。カラースケールは速度パーセンテージをあらわし、青が高速度、赤が低速度である。深さは各図の右上に示してある。図中の黒実線は活断層をあらわす。深さ0kmに示してある短い黒破線はカルデラ[Sato *et al.*, 2002]である。NRF:長町-利府断層, SF:作並断層。

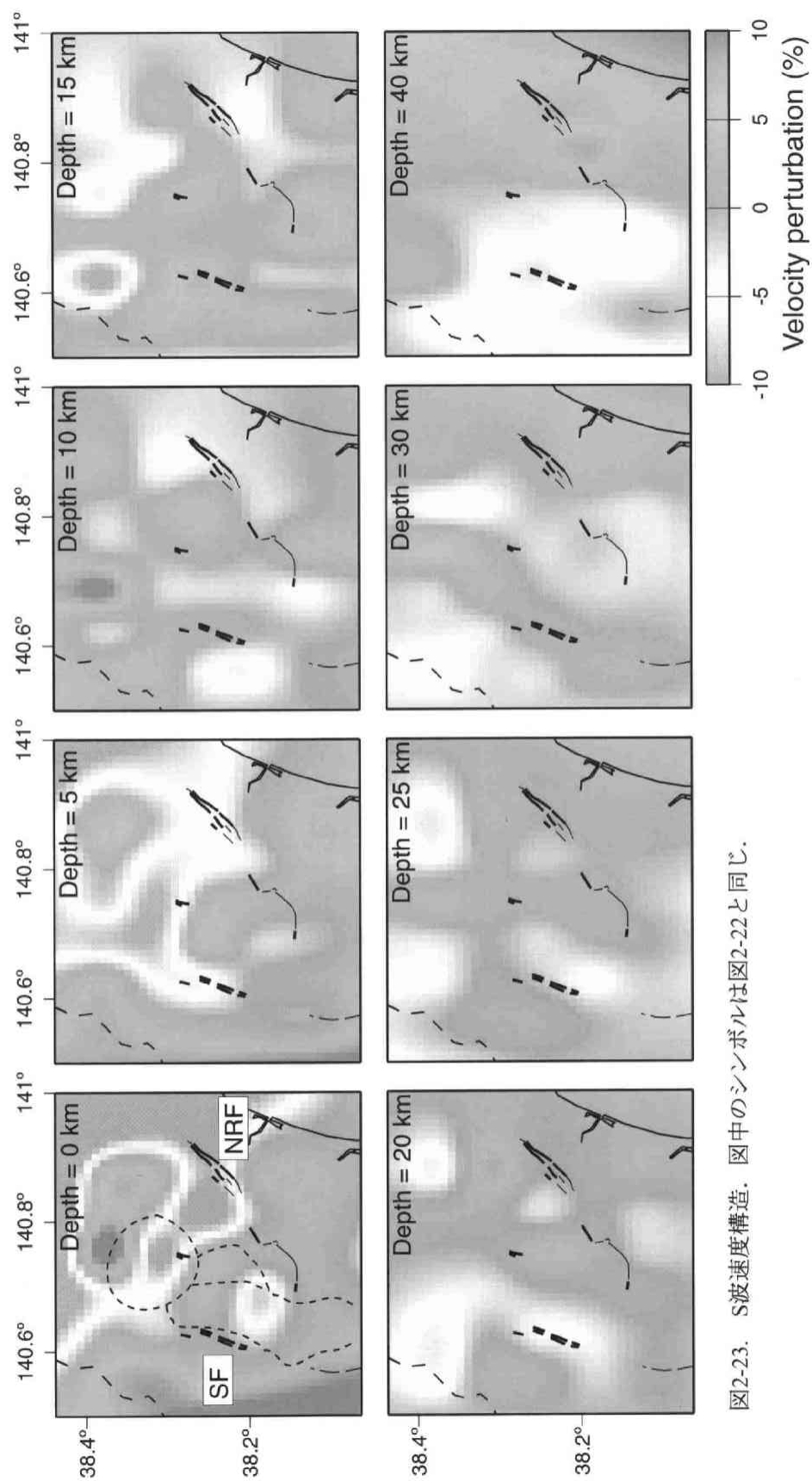


図2-23. S波速度構造. 図中のシンボルは図2-22と同じ.

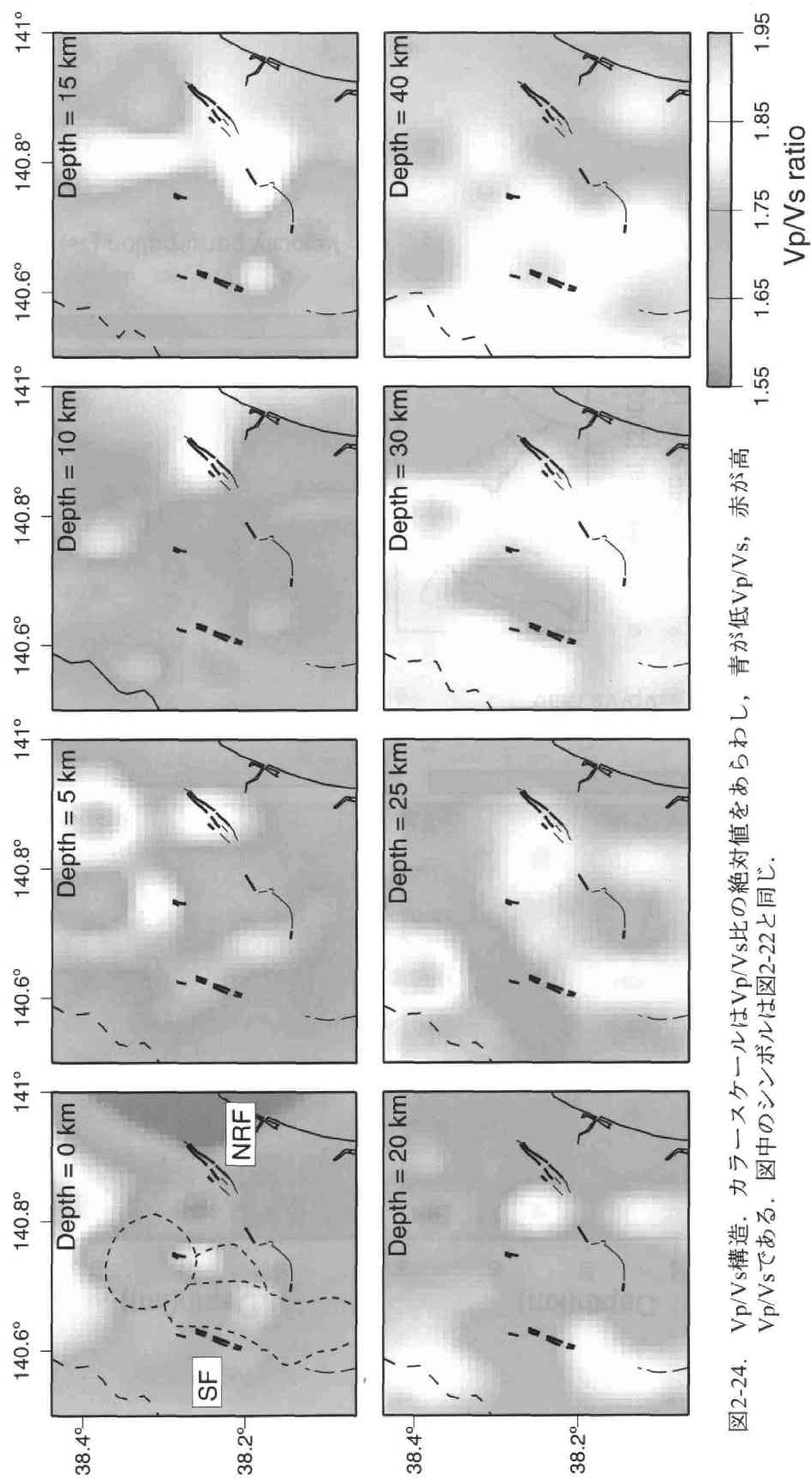


図2-24. V_p/V_s 構造。カラースケールは V_p/V_s 比の絶対値をあらわし、青が低 V_p/V_s 、赤が高 V_p/V_s である。図中のシンボルは図2-22と同じ。

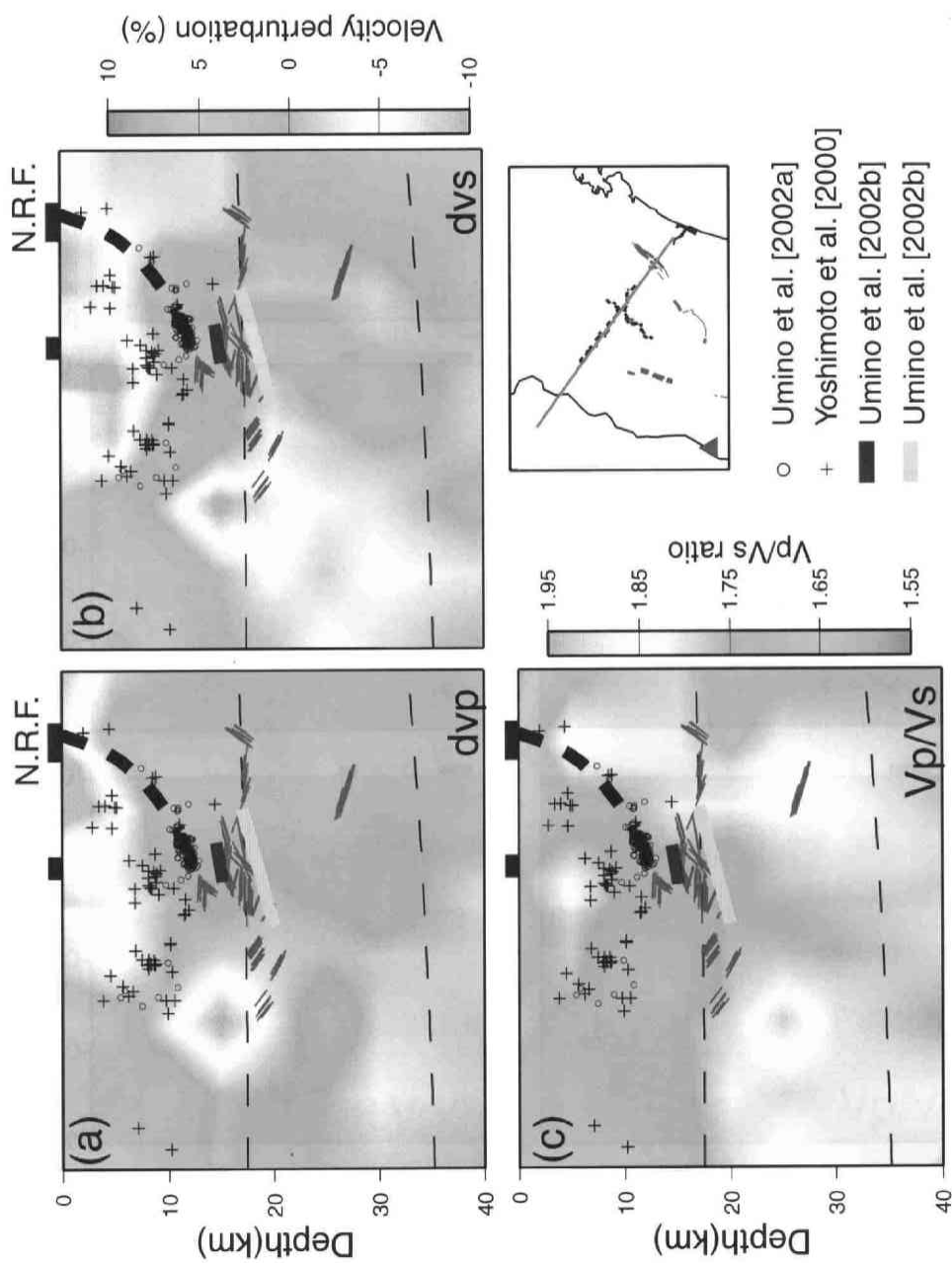


図2-25. 長町利府断層の走向にほぼ直交する鉛直断面. (a) P波速度, (b) S波速度, (c) V_p/V_s . 測線の位置は挿入図に示してある (緑線). この測線は人工地震探査の測線 (挿入図の黒線) とほぼ一致する. 黒丸はUmino *et al.* [2002a] によって再決定された震源, クロスは吉本・他 [2000]によって決定された震源である. 青線, 橙色の線はUmino *et al.* [2002b] で推定された反射面, 赤線は堀・他 [1999] で推定された反射面である. 細い黒破線はコンラッド面とモホ面をあらわす. N.R.F.: 長町-利府断層.

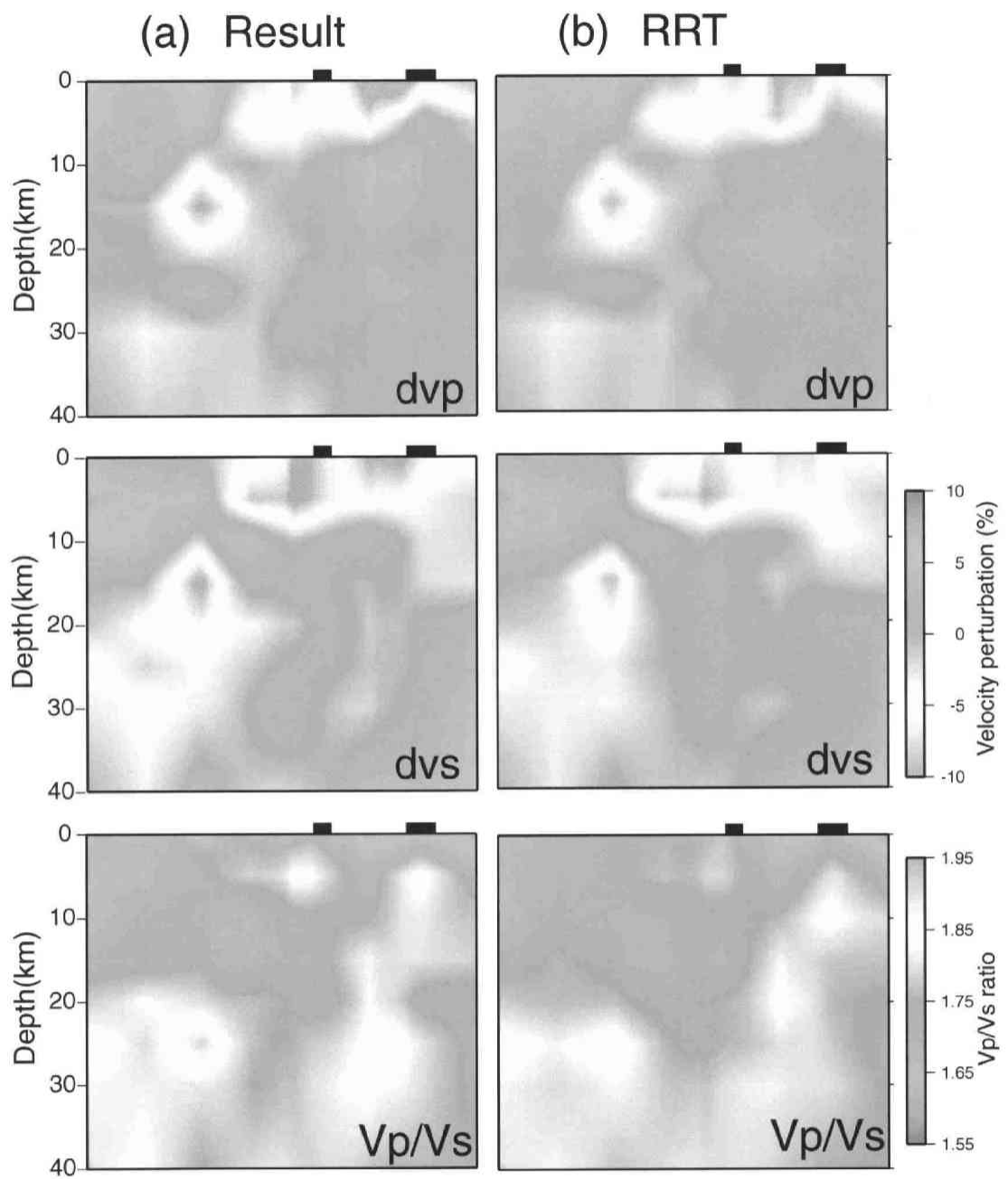


図2-26. インバージョンの結果とRRTの結果の比較. (a) インバージョンによって得られた結果 (図2-25と同じ). (b) (a)と同じ断面におけるRRTの結果.

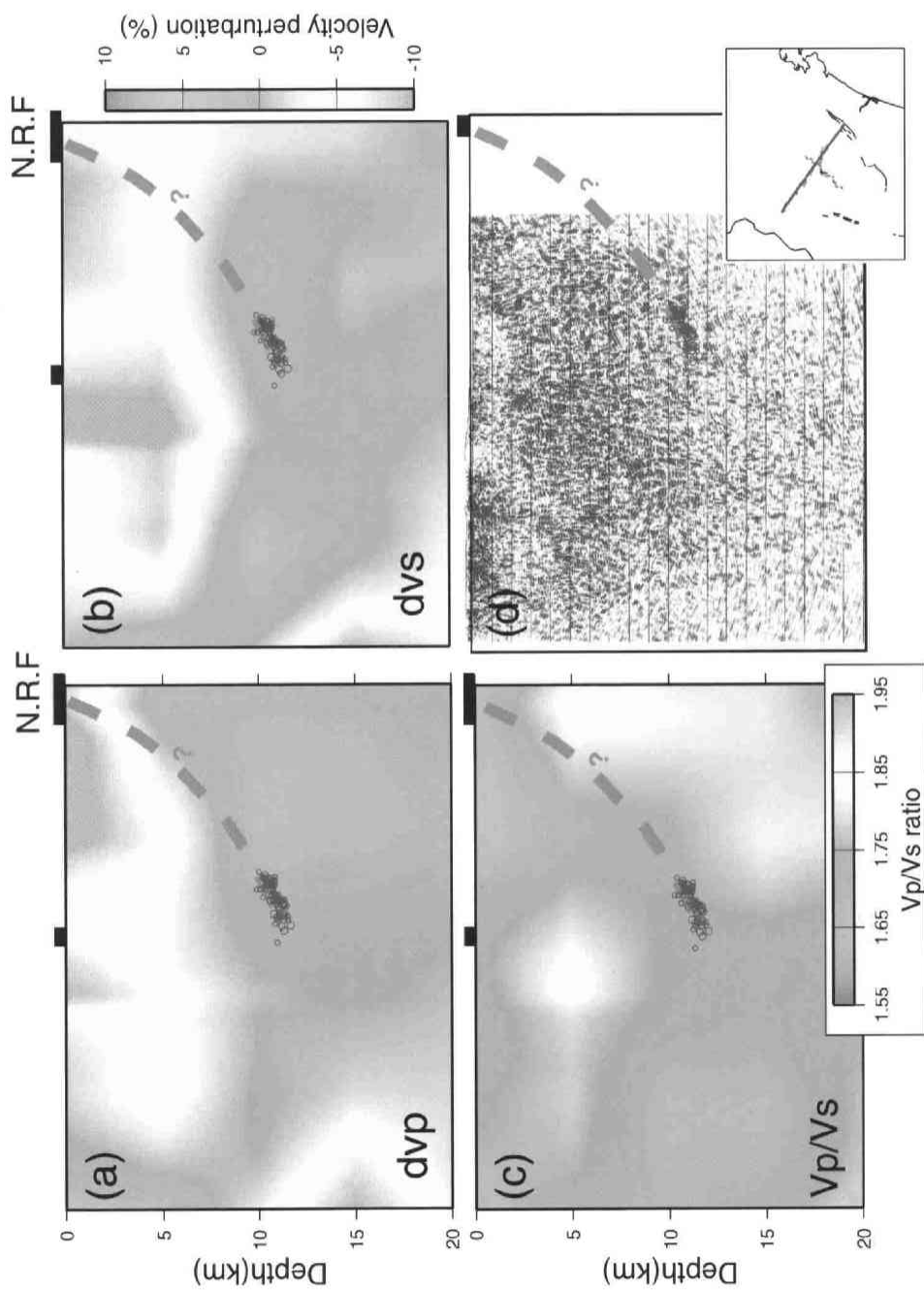


図2-27. (a)-(c)トモグラフィーで得られた速度構造と(d)反射法地震探査 [Ikawa *et al.*, 2001] の結果、測線の位置は挿入図の赤線、Umino *et al.* [2002a] によって再決定されたM5.0の地震の余震を重ねてプロットしてある。

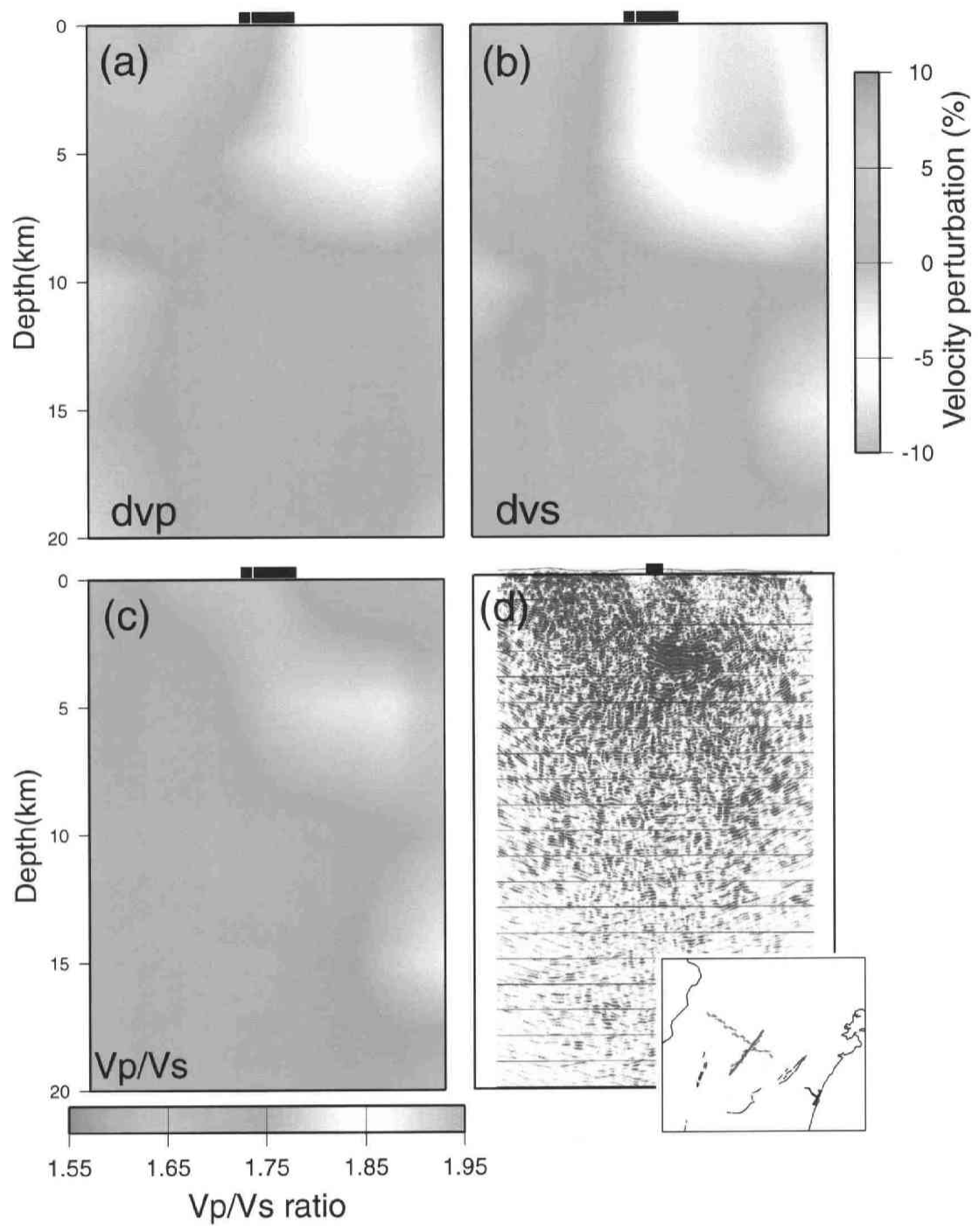


図2-28. (a)-(c)トモグラフィーで得られた速度構造と(d)反射法地震探査 [Ikawa *et al.*, 2001] の結果. 測線の位置は挿入図の赤線.

第3章 東北日本弧マントルウエッジの温度構造

3-1 序論

島弧の温度構造を推定することは、地表の火山活動や縁海の形成など島弧で進行している様々な活動を理解する上で重要である。多くの沈み込み帯には海溝軸とはほぼ平行に火山フロントが存在することが知られている。島弧火山は火山フロント付近に密集し、火山フロントから背弧側に向かうにしたがって、火山の分布密度は急激に減少するという特徴がある。火山フロントは、沈み込むスラブの深さが 100-120 km になる場所の直上に分布することが多く、島弧における火山の形成はプレートの沈み込みと密接に関係していると考えられている [たとえば, *Tatsumi*, 1986]。冷たいスラブが沈み込む島弧において火山が分布する、すなわちマントルウエッジにおいてマグマが生成される要因としては、(1) 摩擦熱や対流による温度上昇 [たとえば, *McKenzie*, 1969; *Peacock et al.*, 1994], (2) 高温のマントル物質の断熱的な上昇 [たとえば, *Furukawa*, 1993], (3) H_2O などによる融点の降下 [たとえば, *Sakuyama and Nesbitt*, 1986] などが考えられている。マグマの生成が (1), (2) によるものなら、マントルウエッジはカンラン岩のドライソリダスよりも高温である必要がある。これに対し、(3) がマグマの生成メカニズムであるならば、マントルウエッジの温度はカンラン岩のウエットソリダスを超えていればよい。したがって、マグマの成因を考える場合、マントルウエッジの温度構造が非常に重要になってくる。

地殻や最上部マントルの温度を推定する方法は大きく分けて3つある。1つめは、岩石学的なデータをもとに温度を推定する方法である。*Tatsumi et al.* [1983] は島弧玄武岩の初生マグマの生成条件からマントルの温度を推定し、背弧側のマントルウエッジで 1400°C 以上の高温域の存在を指摘している。彼らの結果では、火山フロントのモホ面直下で約 1000 °C である。また、下部地殻や最上部マントル起源の捕獲岩を用いて温度を推定する方法 [たとえば, *Kushiro*, 1987] もある。東北日本では、一の目潟において上部マントル起源の捕獲岩を手に入れることができる。*Kushiro* [1987] は一の目潟と中国地方の捕獲岩の解析から、東北日本と西南日本の深さ 40 km 程度までの温度プロファイルを推定している。*Kushiro* [1987] によると、東北日本では深さ 40 km で約 1000 °C である。このような方法は、実験室で精度よく決められた結果を用いているため温度の推定精度は高いが、温度を3次元的にマッピングすることは困難である。また、高温領域の大きさについての情報を得ることはできない。

2つめは、マントル内での対流を考慮した数値シミュレーションと地表で観測されている地殻熱流量のデータをもとにマントルの温度を推定する方法である [たとえば, *Hasebe et al.*, 1970; *Toksöz et al.*, 1971; *Andrew and Sleep*, 1974; *Peacock*, 1990; *Davies and Stevenson*, 1992; *Furukawa*, 1993; *Iwamori*, 1998]。東北日本においては、*Honda* [1985] によって地殻・マントルの温度構造の推定がなされた。このモデルでは、地表で観測される地殻熱流量デ

ータを説明するために非常に高いスラブ・マントル間の摩擦発熱を考えている。*Furukawa and Uyeda* [1989] は放射性同位元素による地殻内の発熱を考慮すれば、スラブ・マントル間の高い摩擦熱を考えなくてもよいことを指摘し、地殻内の温度推定を行っている。彼らの結果では、モホ面での温度は約 850°C である。*Furukawa* [1993] はマントル物質の粘性に温度依存性があるというより現実的な条件を入れて計算を行った。その結果、マントルウエッジの深さ 120-200 km には 1400 °C 以上の高温部が形成されている。注目すべき点は、マントル物質の粘性の温度依存を考慮して計算した結果、スラブの沈み込みに伴うマントルウエッジの二次対流の流線は背弧側から斜めに上昇し、地表に対して傾いた等温線が形成されていることである。また、*Kincaid and Sacks* [1997] はプレートが沈み始めてから 600 km の深さに達するまでの間にどのような誘発対流が生じるか、その結果マントルウエッジ内にどのような温度構造が形成されるかというさらに現実的なモデルの検討を行っている。彼らの結果では、沈み込みが進行するにつれて二次対流が発達するようになり、生じた二次対流はマントルウエッジのコーナーに向かって斜めに上昇する流動パターンを示し、等温線もコーナーに向かって斜めに分布する。このようなシミュレーションによる温度構造の推定は 2 次元的な構造を得ることができ、マントルウエッジ内の流線の向きや等温線の形状を議論することができるが、計算に用いる基礎方程式、初期条件、境界条件などによって、当然のことながら結果が異なる。

最後は、地震学的に得られている結果（地震波速度や地震波減衰構造）から温度を推定する方法である [たとえば、*Sato*, 1992, 1994; *Humphreys and Dueker*, 1994; *Furlong et al.*, 1995; *Sovolev et al.*, 1996, 1997; *Sato et al.*, 1998; *Koper et al.*, 1999; *Sarker and Abers*, 1999; *Goes et al.*, 2000; *Roth et al.*, 2000; *Goes and van der Lee*, 2002]。東北日本では、*Hasemi et al.* [1984]、海野・長谷川 [1984]、小原・他 [1986]、*Zhao et al.* [1992]、*Tsumura et al.* [1996, 2000]、*Nakajima et al.* [2001a,b] などによって詳細な 3 次元地震波速度・減衰構造が推定されており、これらのデータを用いて地殻・マントルの温度を推定する研究がなされている。*Sato* [1992, 1994] は、海野・長谷川 [1984] の Q_s 値と実験で求められた上部マントルカンラン岩の Q 値の温度依存の関係 [*Sato et al.*, 1989] からマントルウエッジの温度を推定した。彼の結果は、東北日本弧のマントルウエッジの温度はカンラン岩のドライソリダスよりも低温であり、マグマ生成には H_2O などの添加によりソリダス温度を下げる必要がある。また、*Sato et al.* [1998] は、*Zhao et al.* [1992] によって詳細に推定された P 波速度構造をもとにマントルウエッジの温度分布と部分融解度の推定を行った。彼らは、火山フロント直下の深さ 40 km では温度約 1200 °C、部分融解度 1-2 vol% の領域が、また背弧側の深さ 80 km では温度 1200-1300°C、部分融解度約 1 vol% という領域が存在することを示唆している。しかし、彼らの推定は無水条件下での実験結果を用いているため、 H_2O が加わった場合には温度や部分溶融度の絶対値が変わる可能性があることに注意する必要がある。*Takanami et al.* [2000] は、東北日本の中央部の火山フロント付近に位置する SWU

観測点で得られた稍深発地震約 100 個の P 波と S 波のスペクトル振幅比から Qs 構造の推定を行い、その結果を用いてマントルウエッジの温度を推定している。彼らの結果によれば、火山フロントよりも背弧側のマントルウエッジの温度はカンラン岩のウエットソリダスよりは高温だがドライソリダスよりは低く、火山フロントよりも前弧側のマントルウエッジの温度はカンラン岩のウエットソリダスよりも低温である。地震学的に得られているデータを用いて温度を推定する方法は、温度構造を 3 次元的にマッピングできるという利点があるが、速度や減衰の変化は温度のみの関数ではないため、速度や減衰に影響を与えるその他のパラメータを把握しておく必要がある。

以上述べてきたように、東北日本を対象とした温度推定の研究は数多くあり、特にモホ面直下の最上部マントルの温度は多くの研究で推定されている。それらの結果によれば、火山フロント直下の深さ 40 km ではその温度は 900-1200°C 程度とばらついているが、地震波速度から推定した結果を除くと、ほとんどが 1000 °C 前後の値を得ている。背弧側では推定事例が少ないが 1000 °C 程度の温度が推定されており、火山フロントにおける温度と大きな相違はない。

地震波の速度や減衰は様々な要因によって変化し、上部マントルでは岩石の構成鉱物の違い、温度、圧力、流体 (H_2O , メルト) の介在などに依存すると考えられている。上部マントルは主にカンラン岩で構成されており、温度・圧力条件によって 3 種類のカンラン岩 (斜長石カンラン岩, スピネルカンラン岩, ザクロ石カンラン岩) が安定に存在することが知られている [たとえば, *Green and Ringwood*, 1967]。しかし、構成鉱物の量比の違いなどに起因する化学不均質は、地震波速度や地震波減衰にほとんど影響を与えない [たとえば, *Goes et al.*, 2000; *Karato*, 2002] ため、カンラン岩の種類の違いによる影響は小さいと考えられる。また、速度や減衰に対する圧力の効果は実験で推定されているため [たとえば, *Kampfmann and Berckhemer*, 1985; *Duffy and Anderson*, 1989], 圧力の影響は補正することができる。つまり、この補正を行い、かつマントルを構成している岩石はカンラン岩であると仮定すれば、地震波の速度や減衰の変化に大きな影響を与える残りの要因は、温度と流体ということになる。

地震波の速度や減衰は温度に依存する [たとえば, *Duffy and Anderson*, 1989; *Jackson et al.*, 1992; *Karato*, 1993; *Tan et al.*, 1997] が、速度よりも減衰の方が温度に強く依存することが知られている [たとえば, *Karato*, 2002]。一方、メルトが存在する場合、速度は大きく低下する [たとえば, *Schmeling*, 1985; *Watanabe*, 1993] が、減衰はほとんど影響を受けない [たとえば, *Kampfmann and Berckhemer*, 1985; *Sato et al.*, 1989]。したがって、温度を推定する際には、速度構造よりも減衰構造を用いた方が温度不均質の情報をより正確に抽出できるはずである。 H_2O が存在すると減衰が大きくなるという報告もある [たとえば, *Jackson et al.*, 1992] が、 H_2O が減衰に与える影響を定量的に評価した研究はほとんどなく、減衰構造からは H_2O と温度の影響を完全に分離することはできない。しかしながら、

減衰構造を用いて得られた温度とそれとは独立な情報から得られた温度（例えば、地殻熱流量から得られた温度）とを比較することで、観測されている減衰構造にどの程度 H_2O の影響が含まれているのかを定性的に議論することはできる。

本章では、3次元P波減衰構造を用いて東北日本弧マントルウエッジの温度を推定し、これまでに得られている結果との比較・検討を行う。3次元地震波減衰構造を用いてマントルウエッジの温度を推定することで、マントルウエッジにおける3次元的な温度構造が得られ、温度構造の地域的な違いや観測されている地震波速度構造、異方性構造などを含めた議論が可能になることが期待される。

3-2 地震波の減衰に関する実験とそのメカニズム

弾性波が地球内部を伝播すると振幅が減少する。これは地球物質が完全な弾性体ではなく、ある程度の粘性を持つために起こる。これを非弾性という。非弾性の効果は高い温度、低い周波数で特に顕著である。したがって、ふつうの実験で用いられる高周波（100-1000 MHz）の弾性波ではその影響は少ないが、地震波（0.001-10 Hz）の伝播を考える際には非常に重要になってくる [たとえば、唐戸, 2000]。非弾性の効果は次式で定義される Q^{-1} 値で表される。

$$Q^{-1} = \Delta E / 2\pi E \quad (3-1)$$

ここで、 ΔE は1サイクルの間に熱として散逸してしまったエネルギー、 E は系に蓄積された弾性エネルギーである。つまり Q^{-1} は弾性エネルギーが熱として散逸される割合をあらわしている。

地震波の減衰はその減衰メカニズムにより、内部減衰と散乱減衰に分類される。内部減衰のメカニズムは必ずしも明らかになっているわけではないが、岩石を構成する鉱物の粒子境界でのすべりや変形が主要な原因として考えられている [たとえば、Karato and Spetzler, 1990]。一方、散乱減衰は地球内部での媒質の不均質によって地震波が散乱され直接観測点に到達する地震波エネルギーが小さくなることによって引き起こされる。観測で推定される Q 値はこの両者を含んでいることが多い。

減衰のメカニズムを明らかにし、観測で得られた Q^{-1} 値と地球内部の物性を結びつける目的で弾性波の減衰を測定する実験が行われてきた [たとえば、Woirgard and Gueguen, 1978; Berckhemer et al., 1982; Jackson et al., 1984, 1992; Gueguen et al., 1989; Sato et al., 1989; Tan et al., 1997]。Berckhemer et al. [1982] は試料に歪を加え、その応答を測定することで0.003-30 Hzの周波数に対する試料の Q^{-1} 値を常圧下で測定した。試料としてはカンラン岩の一種であるダナイト（ダンカンラン岩）を用い、温度は1400 °Cまで上昇させることに成功した。その後、Kampfmann and Berckhemer [1985] により、カンラン岩やハンレイ岩、玄武岩の Q^{-1} 値も測定された。Gueguen et al. [1989] も同様の実験を行い、フォルステライト（苦土カンラン石）の Q^{-1} 値を測定している。これらの実験では、 Q^{-1} 値の温度、周波数

依存について詳しく調べられており、室温では減衰は非常に小さくその周波数依存もほとんどない [Gueguen et al., 1989] が、1000 °C を超えるような高温下では、減衰が大きくなり、かつ周波数依存性が高くなることが明らかになった。このような実験の多くは常圧下で行われてきたが、Jackson et al. [1992] は封圧 300 MPa をかけて実験することに成功した。試料はダナイトを用い 1000 °C までの減衰を測定した。その後、Tan et al. [1997] はフォルステライトを用いて 200 MPa、1300 °C までの減衰を測定した。これらの実験においては、地震波の周波数に相当する帯域で減衰が測定されている。このような高温下の実験においては、 Q^{-1} と周波数、温度、圧力の関係は以下の式で表せることが知られている [たとえば、Karato, 1998]。

$$Q^{-1}(f, T, P) = Af^{-\alpha} \exp\left(-\frac{\alpha H^*}{RT}\right) \quad (3-2)$$

ここで、 f は周波数 [Hz]、 T は温度 [K]、 R は気体定数、 A 、 α は定数、 H^* は活性化エンタルピー [kJ/mol] である。 $H^* = E^* + PV^*$ という関係があり、 E^* は活性化エネルギー [kJ/mol]、 V^* は活性化体積 [kJ/mol·Pa]、 P は圧力 [Pa] である。 E^* と V^* の間には $V^* = E^* \times 3.3 \times 10^{-2}$ [Kampfmann and Berckhemer, 1985] という関係が知られている。上記の実験からは、周波数依存を表す α は 0.1-0.3 程度の値が得られている。また、温度の効果を規定するパラメータ H^* は 400-700 kJ/mol であり、オリビンのクリープのエネルギーと同程度である [Karato and Spetzler, 1990]。これらの実験で得られている各パラメータを表 3-1 に示す。地球がマクスウェル物体として振る舞うなら $\alpha = 1$ であるが、実際には減衰の周波数依存はそれより小さい ($0 < \alpha < 1$) ことが観測からも明らかになっている [たとえば、Flanagan and Wiens, 1998]。また、Sato et al. [1989] は高温・高圧下 (950-1280 °C、0.2-0.73 GPa) で、上部マントルを構成するカンラン岩試料に 60-880 kHz の波を透過させ、波の振幅の減少から Q 値を測定した。彼らの実験では $\alpha < 0.2$ が得られている。

このように、減衰に関する様々な実験が行われてきているが、減衰のメカニズムは必ずしも明らかになっているわけではない。しかしながら、部分熔融が起こっても Q^{-1} 値はほとんど変化しないという実験結果 [たとえば、Kampfmann and Berckhemer, 1985; Sato et al., 1989] や、ソリダス温度よりも低温と考えられている領域でも地震波の減衰が確認されていることなどから、減衰はメルトの存在による応力の緩和ではなく、主に固体の変形メカニズムに起因していると考えられている [たとえば、Karato and Spetzler, 1990]。固体の変形メカニズムとしては拡散クリープと転移クリープがあり、粒界における粒子すべりや移動も考えられる。拡散クリープは結晶中の点欠陥濃度に勾配ができるために起こる変形であり、転移クリープは線欠陥に沿って起こる変形である。転移クリープは結晶の粒径にはほとんど依存しないことが知られている [Karato and Spetzler, 1990]。地球内部では、応力の高い対流の境界層で転移クリープが、境界層から離れた比較的応力の低い領域では拡散

クリープが卓越する傾向にある [たとえば, Karato and Wu, 1993; Karato, 1998]. 近年の研究で, これらのクリープや粒界での流動は結晶中の水素原子の欠陥に大きく影響されることもわかってきている [Mei and Kohlstedt, 2000a,b] が, 減衰のメカニズムにはまだ不明な点が多い.

3-3 手法

ここでは, 観測されている減衰構造 [Tsumura et al., 2000] を用いて温度を推定する方法を述べる. (3-2)式からわかるように, 実験で測定されているパラメータを用いて, Tsumura et al. [2000] の Q_p から温度を推定するためにはいくつかの仮定が必要になる. まず, 実験で推定されているのは Q_μ と温度, 周波数の関係であるため, Tsumura et al. [2000] の Q_p と実験で測定された Q_μ を結びつけるためには, 何らかの仮定が必要になる. 仮に, Q_μ と Q_s が等しいとしても, Q_p/Q_s 比を与えなければ温度を推定することはできない. また, Tsumura et al. [2000] の減衰構造は内部減衰と散乱減衰の両方を含んでいると考えられるが, 実験では純粋な内部減衰を測定しているため, Tsumura et al. [2000] で推定された減衰は内部減衰であるという仮定 (もしくは, 内部減衰と散乱減衰の比を仮定すること) が必要になる. さらに, (3-2) 式を用いて温度を推定する際には, 注目する周波数を決めなければならない. このように考えると, Tsumura et al. [2000] の結果を(3-2)式にそのまま適用して温度を推定する方法は, 多くの不確定要素を含んでおり現実的ではない.

ある温度 (T_0), 圧力 (P_0) のときの減衰の値を Q_0^{-1} とすると, (3-2)式は以下のように書ける.

$$Q_0^{-1}(f, T_0, P_0) = A f^{-\alpha} \exp\left(-\frac{\alpha H^*(P_0)}{RT_0}\right) \quad (3-3)$$

(3-2), (3-3)式の比をとると

$$\frac{Q^{-1}(T, P)}{Q_0^{-1}(T_0, P_0)} = \exp\left[-\frac{\alpha}{R}\left(\frac{H^*(P)}{T} - \frac{H^*(P_0)}{T_0}\right)\right] \quad (3-4)$$

を得る. (3-4)式からわかるように, ある温度 (T_0), ある圧力 (P_0) での減衰の値 Q_0^{-1} を基準として選ぶことができれば, 任意の場所の温度を推定することができる. (3-4)式はある温度, 圧力における Q_0^{-1} から, 実験で得られている減衰に対する温度と圧力の効果を用いて温度を推定する方法であり, 周波数や Q^{-1} 値の絶対値を規定するパラメータ A には依存しない. さらに, (3-4)式では観測された Q_p^{-1} の中に散乱減衰の影響が含まれていても散乱減衰と内部減衰の比が空間的に一様ならば結果に影響を与えないという利点がある. したがって, (3-2)式よりも(3-4)式を用いた方がより不確定要素が少ないと考え, ここでは(3-4)式を用いてマントルウエッジの温度を推定する. (3-4)式に含まれる各パラメータは実験か

ら得ることができる(表 3-1)。本解析では、*Tsumura et al.* [2000] で Q_p の解析に用いられた周波数が 5-10 Hz 程度であること、マントルウエッジを構成している岩石はカンラン岩であると考えられていることから、温度を推定する際のパラメータとして *Kampfmann and Berckhemer* [1985] のカンラン岩の値 ($\alpha=0.28$, $E^*=582$ kJ/mol) を用いることにする。なお、ここで用いる α は Q_μ を測定する実験で得られている値であるが、P 波の減衰を測定した実験でも α は 0.15 程度の値が得られており [Sato et al., 1989]、P 波と S 波で減衰の周波数依存は大きく異ならないと考えられることから、*Kampfmann and Berckhemer* [1985] の値をそのまま用いることにする。

図 3-1 に *Tsumura et al.* [2000] で得られた P 波の減衰構造を示す。挿入図にある 6 つの断面の結果である。*Tsumura et al.* [2000] でも指摘されているように、東北日本弧のマントルウエッジでは南部の方が減衰が大きく、高減衰域が連続的に存在する。一方、北部ではマントルウエッジには連続的な高減衰域は存在せず、活火山の直下のモホ面付近や背弧側の深部に存在している。

東北日本においては、一の目潟で得られたマントル捕獲岩の相平衡関係から最上部マントルまでの温度が推定されている [たとえば、*Kushiro*, 1987]。それらは地震学的なデータとは独立であるため、ここでは *Kushiro* [1987] で推定された温度を基準の温度として用いることにする。*Kushiro* [1987] が一の目潟の捕獲岩から推定した深さ 40 km での温度は 1000-1050 °C であり、*Tsumura et al.* [2000] によるとその領域における Q_p^{-1} の値は約 0.0035 である。そこで、(3-4)式で温度を推定する際の基準値としては、 $T_0=1025$ °C、 $Q_0^{-1}=0.0035$ 、 $P_0=1.3$ GPa を用いることにする。これらのパラメータを変えた場合に結果に与える影響については次節で述べる。なお、実験で得られているパラメータはマントルに相当する温度下でカンラン岩について得られた値であるため、ここではマントルウエッジの温度のみを推定する。

3-4 推定結果と精度

図 3-2 と図 3-3 に減衰構造から推定した温度を示す。図 3-2 は平面図、図 3-3 は鉛直断面図である。マントルウエッジの温度は火山フロント付近のモホ面直下で 1000 °C から 1100 °C、背弧側の深さ 90 km 付近では 1100 °C から 1200 °C である。前弧側はやや低温になっており、深さ 40km においては 950 °C から 1000 °C である。ここで用いた方法では減衰構造と温度構造は一対一に対応するため、推定された温度でも東北南部の方が高温になっている。図 3-3 からは、マントルウエッジには高温の領域が背弧側深部から火山フロントのモホ面直下に斜めに分布しているようにもみえる。特に東北南部ではその傾向が顕著である。図 3-3 の断面 A では前弧側でも比較的高温となっているが、この領域は解析領域の北端に位置し、観測点も少なく波線があまり通らない場所であり、減衰構造が精度よく推定できていないと思われる。

Q 値の推定誤差は、深さ 80 km までは一部の領域を除いては 20 % 以内である [Tsumura *et al.*, 2000]. (3-2)の両辺を T で微分し、式を整理すると、

$$\frac{dQ^{-1}}{Q^{-1}} = \frac{\alpha H^*}{RT^2} dT \quad (3-5)$$

となる．温度 1100 °C、圧力 2 GPa（深さ約 60 km）の条件下での温度の推定誤差は(3-5)式から約 20°C となる．温度を推定する際に用いた基準温度 (T_0) にも 25 °C 程度の不確定性があることを考慮すると、ここで推定した温度の推定誤差は±50°C 程度であると考えられる．

今回の推定では、Kampfmann and Berckhemer [1985] によって得られたカンラン岩のパラメータを用いたが、表 3-1 に示すように、実験に用いた岩石（鉍物）によってやや異なった値が得られている．ここでは比較のため、実験で得られているオリビンの活性化エネルギー（500 kJ/mol）[たとえば、Karato and Spletzler, 1990] を用いて温度の推定を行った．また、温度の減衰への影響を規定するもう一つのパラメータ α は、実験 [たとえば、Gueguen *et al.*, 1989; Karato and Spletzler, 1990] や観測 [Flanagan and Wiens, 1998] で得られている値 (0.1-0.3) の中間の値である 0.2 を用いた． $E^*=500$ kJ/mol、 $\alpha=0.2$ を用いて推定した温度を図 3-4 に示す．図 3-4 の結果の方がやや温度が高く推定されているが、それぞれ推定誤差が±50°C 程度であることを考慮に入れると、図 3-3 と図 3-4 の結果には有意な差はないと考えられる．したがって、今後は図 3-2 と図 3-3 の結果をもとに議論を進めていく．なお、減衰構造の空間分解能は 20-40 km 程度であるため、マントルウエッジにそれよりも小さな減衰異常域が存在していても、インバージョンではイメージできない可能性がある．ここで推定した温度の空間分解能も減衰構造のそれと同程度であり、今回の結果は減衰構造の空間分解能よりも小さなスケールの高温域や低温域の存在を否定するものではない．

3-5 議論

過去の研究で得られている東北日本下マントルウエッジの深さ 40 km での温度と、本研究で得られた温度を表 3-2 に示す．過去の研究では、背弧側で 980-1000°C、火山フロント下で 900-1200°C、前弧側で 600-1000°C という温度が得られている．本解析で得られた結果はそれぞれ、980-1050°C、1000-1100°C、950-1000°C であり、過去の研究結果とはほぼ一致する．減衰構造を用いて温度を推定した結果 [Sato, 1992, 1994; Takanami *et al.*, 2000] と比較すると、前弧側で今回の結果の方がやや高温になっている．地震波速度から推定した結果 [Sato *et al.*, 1998] は、火山フロント直下で他の結果より 100-200°C 程度高温になっている．これは、彼らが用いた速度構造が減衰構造よりも空間分解能が高いからなのか、使用したデータの違いによるものなのか定かではない．火山フロントのモホ面直下に周囲よりも 200°C 高温の領域が存在する場合、(3-5)式からその領域の Q^{-1} は周囲よりも 2-3 倍大

きくなっていることが期待される。つまりその領域では減衰が 2-3 倍大きいことになる。もしそのような高減衰域が存在するならば、火山フロント直下を伝播する Pn とその他の領域を伝播する Pn の減衰の度合いを比較することで、火山フロント直下は背弧側に比べ 200°C 程度高温になっているかどうかを検証することができるかもしれない。

前述のように、本研究で推定した温度は H₂O の影響を含んだ温度である可能性がある。ここでは、本解析で得られた温度と地殻熱流量から推定した温度を比較することで、推定した温度が H₂O の影響を含んでいるかどうかを考察する。東北日本の背弧側で観測されている地殻熱流量 ($100 \pm 10 \text{ mW/m}^2$) から深さ 40 km での温度を計算すると $980 \pm 70^\circ\text{C}$ となる [Sato, 1994]。前弧側の温度は地殻熱流量から $600 \pm 110^\circ\text{C}$ と推定できる (表 3-2)。背弧側と火山フロント下では、今回推定した温度は地殻熱流量から推定した温度とほぼ同じかやや高温であるのに対し、前弧側では $300\text{--}400^\circ\text{C}$ 程度も高温になっている。この相違は、前弧側で観測されている減衰は H₂O の影響を受けているにもかかわらず、ここではすべて温度の影響であると考えて温度の推定を行ったことに起因していると推測される。すなわち、前弧側には背弧側や火山フロント付近に比べて多くの H₂O が存在していることを示唆している。しかしながら、H₂O が減衰に与える影響を定量的評価することができないため、ここでは H₂O の量については議論することができない。Sato [1994] は、平均的にみて背弧側では H₂O は 0.1 wt% 以下、前弧側では 0.4 wt% 程度の H₂O の存在を指摘しており、前弧側の方が多量の H₂O を含むという今回の結果と矛盾しない。

Tatsumi *et al.* [1983] は島弧玄武岩の初生マグマの生成条件からマンツルの温度を推定し、背弧側のマンツルウエッジで 1400°C 以上の高温が必要であることを指摘している。Honda [1985] や Furukawa [1993] のシミュレーションでも、背弧側の深さ 100 km 程度で 1400°C 以上の高温領域が形成されている。しかしながら、今回の結果ではマンツルウエッジの深さ 100 km 付近での温度は $1100\text{--}1200^\circ\text{C}$ であり、 1400°C もの高温部は存在しない。初生マグマの研究から得られた 1400°C 以上という温度は、マンツルウエッジ内のごく限られたメルト生成域における温度であり、マンツルウエッジでは広範囲にわたって高温部が形成されていないのかもしれない [たとえば, Sato, 1992, 1994]。もし、 1400°C 以上の温度がごく狭い領域に局在するならば、減衰構造の空間分解能ではそれをイメージすることができないであろう。その結果、今回の得られた温度構造には 1400°C という高温部がみられないのかもしれない。Tatsumi *et al.* [1983] が指摘しているような背弧側深部の高温域の大きさやその場所を明らかにするためには、より空間分解能の高い減衰構造の推定が必要である。

3-6 まとめ

本節では、ドライな条件下での実験結果をもとに減衰構造からマンツルウエッジの温度を推定した。その結果、火山フロント付近の深さ 40 km では $1000\text{--}1100^\circ\text{C}$ という温度が得ら

れた。背弧側では 980-1050°C である。これらの温度は地殻熱流量から推定した温度と調和的であり、火山フロントから背弧側にかけての最上部マントルには多量の H_2O は存在していないと考えられる。一方、前弧側では今回推定した温度と地殻熱流量から推定した温度との差が 400°C 程度あり、火山フロント下や背弧側に比べてより多くの H_2O の存在が示唆される。背弧側の深さ 100 km 付近での温度は 1100-1200°C であり、岩石学的に期待されている 1400°C 以上の高温域は推定されなかった。これは、そのような高温域は限られた領域に局在しており、マントルエッジに普遍的に存在していないためと考えられる。今後、より詳細な減衰構造を推定することができれば、そのような高温部がイメージされるかもしれない。

表 3-1. 実験から得られた減衰に関するパラメータ

Sample	温度 [°C]	圧力 [MPa]	周波数帯域 [Hz]	α	E* [kJ/mol]	A
Dunite ^(a)	~ 1400	0.1	0.003 - 30	0.28±0.04	696±53	300000
Forsterite ^(a)	~ 1500	0.1	0.003 - 30	0.24±0.04	646±53	9000
Peridotite ^(b)	~ 1500	0.1	0.003 - 30	0.28±0.02	582±28	53000
Forsterite ^(c)	~ 1400	0.1	0.001 - 10	0.20	440	18
Dunite ^(d)	~ 1000	300	0.001 - 1	0.23	400	80
Forsterite ^(e)	~ 1300	200	0.001 - 1	0.31	420±30	3300

^(a) Berckhemer et al. [1982], ^(b) Kampfmann and Berckhemer [1985], ^(c) Gueguen et al. [1989],

^(d) Jackson et al. [1992], ^(e) Tan et al. [1997].

表 3-2. 東北日本弧の深さ約 40km におけるの温度の比較

データ・手法	背弧側 [°C]	火山フロント [°C]	前弧側 [°C]
岩石学 ^(a)		~ 1000	
捕獲岩 ^(b)	~1000		
シミュレーション ^(c)		~ 1000	< 1000
シミュレーション ^(d)		900-1000	< 900
地殻熱流量 ^{*1}	980±70	980±70	600±110
地震波減衰 ^(e)	~ 1000	~ 970	~ 850
地震波速度 ^(f)		1150-1200	
地震波減衰 ^(g)	$T_H=0.79$ ^{*2} ~ 987 ^{*3}	$T_H=0.82$ ^{*2} ~ 1025 ^{*3}	$T_H=0.73$ ^{*2} ~ 910 ^{*3}
本研究	980-1050	1000-1100	950-1000

(a) *Tatsumi et al.* [1983], (b) *Kushiro* [1987], (c) *Honda* [1985], (d) *Furukawa* [1993], (e) *Sato* [1992, 1994], (f) *Sato et al.* [1998], (g) *Takanami et al.* [2000]. *1: *Sato* [1994] による. *2: $T_H=T/T_m$, T_m はカンラン岩のドライソリダス. *3: $T_m=1250^{\circ}\text{C}$ [*Takahashi*, 1986] を用いて温度に変換.

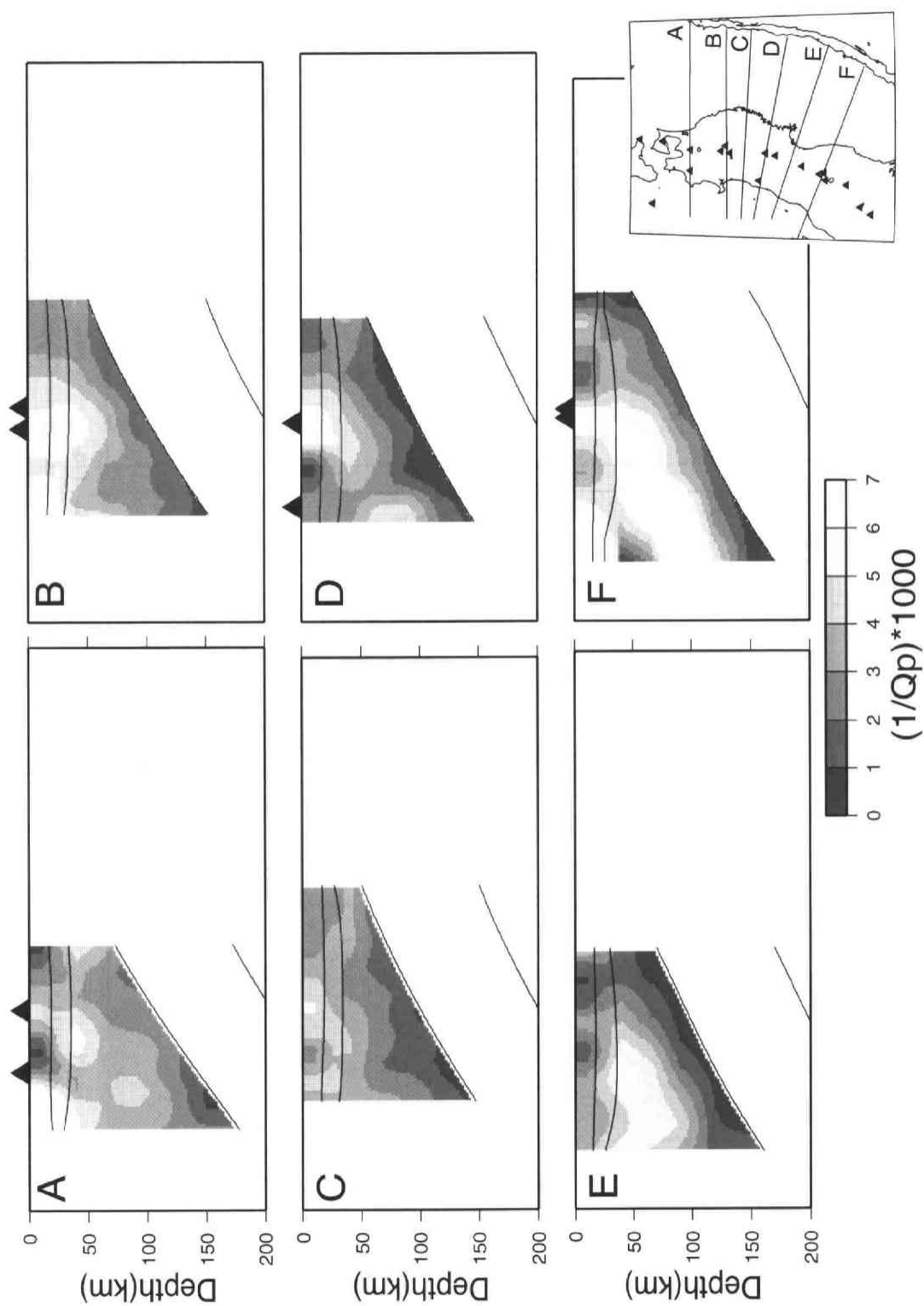


図3-1. 東北日本のP波減衰構造 [Tsumura *et al.*, 2000]. 断面の位置は挿入図に示してある. グレイスケールは $(1/Q_p) \times 1000$ であり, 白が高減衰域をあらわす. 図中の三角は活火山, 実線は地震波不連続面である.

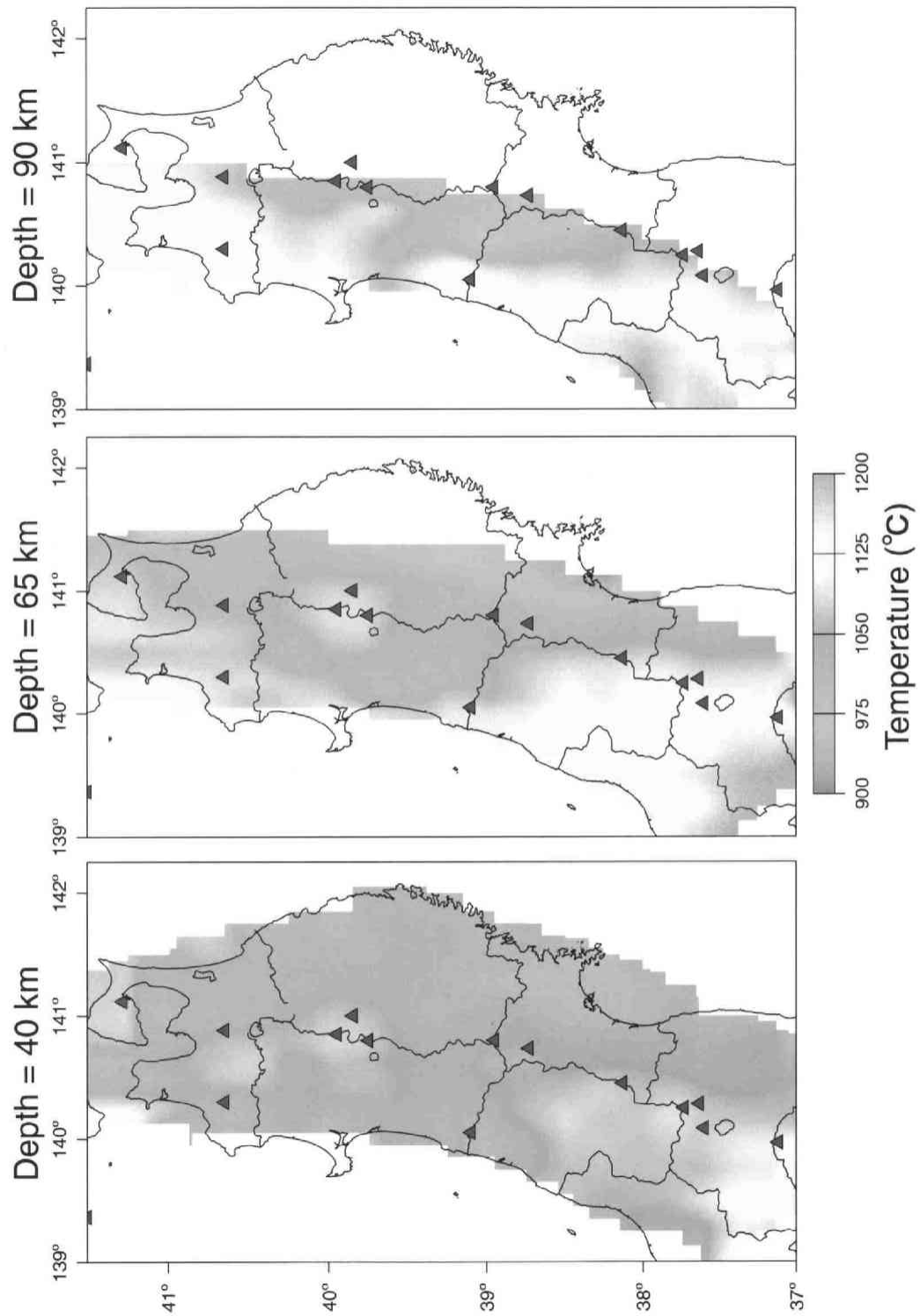


図3-2. マントルウェッジの温度。深さ40km, 65km, 90kmの結果を示してある。カラースケールは赤が高温, 青が低温を表す。図中の赤三角は活火山である。

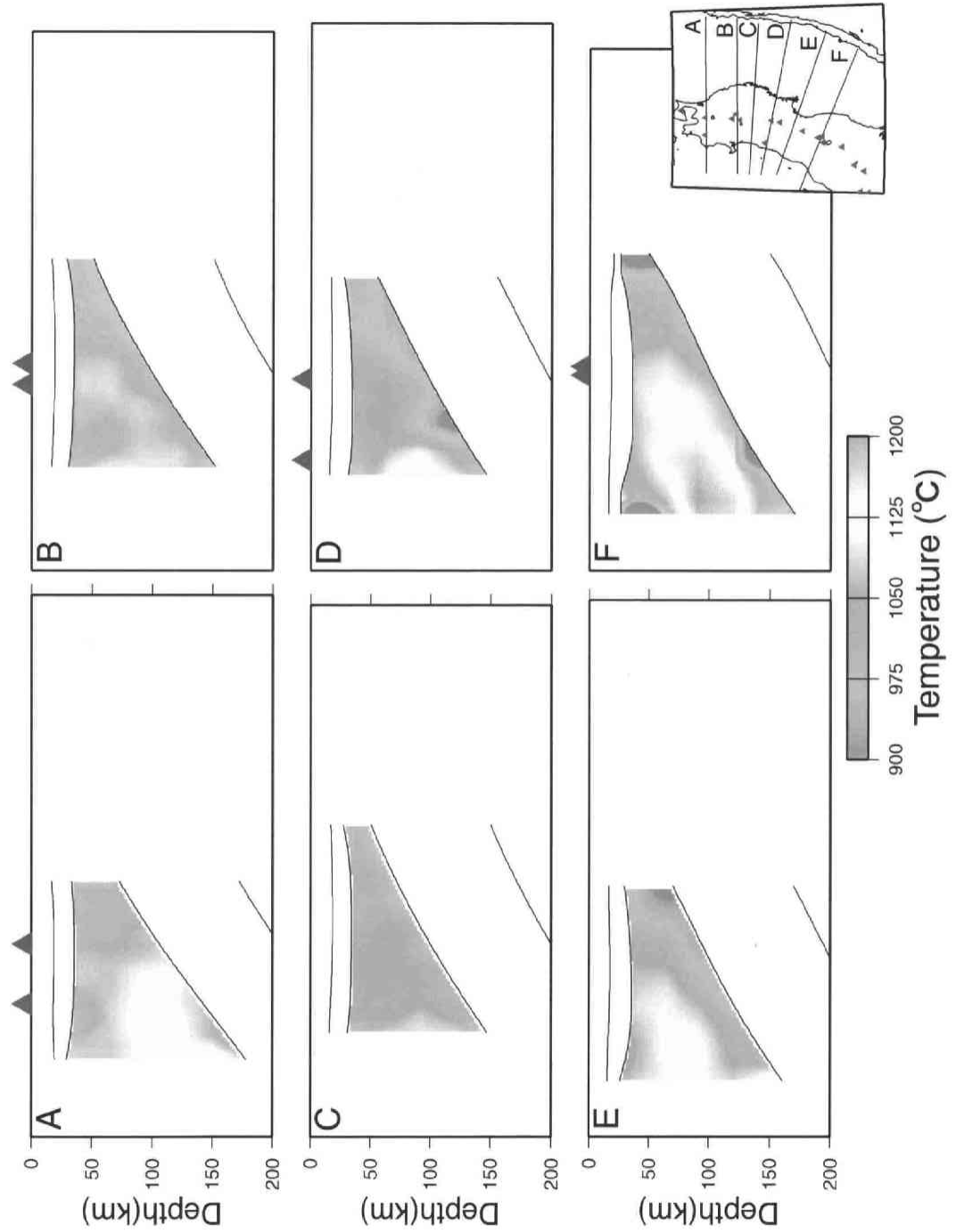


図3-3. 減衰構造から推定した温度構造. 図3-1と同じ断面である.

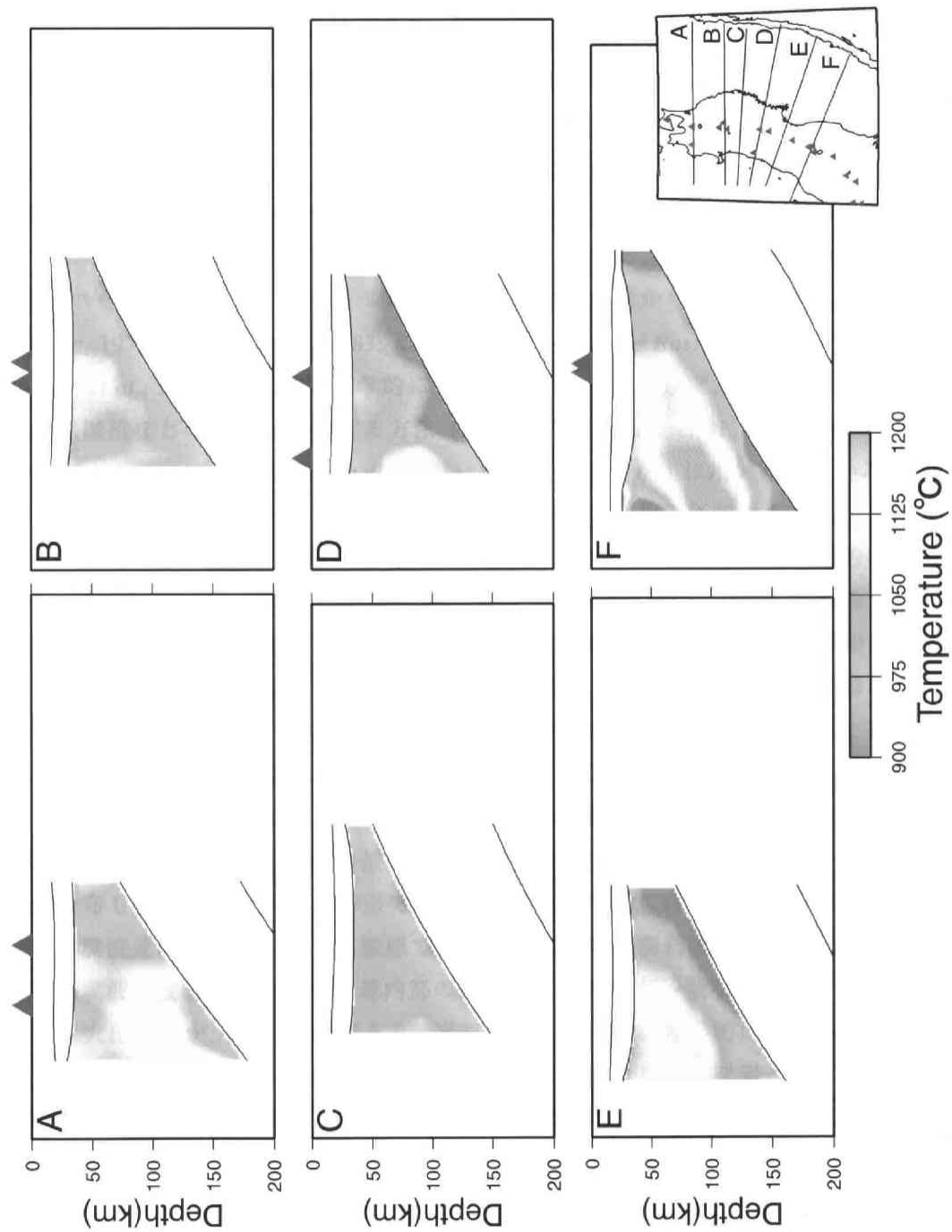


図3-4. オリジンで得られているパラメータを用いて推定した温度構造. $E^*=500\text{kJ/mol}$, $\alpha=0.20$ を用いて計算.

第4章 東北日本弧マントルウエッジの流体分布

4-1 序論

地球内部の流体は、マントル対流などの塑性流動、鉱物の塑性変形などに深く関わっており、地球内部ダイナミクスを解明する上で非常に重要なファクターの一つである [たとえば, *Karato, 2002*]. 流体 (H_2O) の存在は岩石の融点を低下させるため、マグマの生成にも密接に関係していると考えられている. 近年の研究では、大地震発生域の深部には流体の存在が指摘されており [たとえば, *Zhao and Negishi, 1998*], 地球内部の流体分布を推定することは地震発生メカニズムを解明する上でも重要である. 地球内部の H_2O の量を推定する方法はいくつかあるが、マントル起源の捕獲岩や火山岩から推定する方法 [たとえば, *Sakuyama, 1979; Tatsumi et al., 1983; Kushiro, 1987; Bell and Rossman, 1992; Thompson, 1992; Jamtveit et al., 2001*] と地球物理学的に得られている地震波速度、地震波減衰、地震波異方性、比抵抗などの値から推定する方法 [たとえば, *Sobolev et al., 1996; Karato and Jung, 1998; Sato et al., 1998; Nakajima et al., 2001a; Karato, 2002*] が主に用いられている.

マントル捕獲岩や火山岩を用いて H_2O の量を推定するには、相平衡関係を利用する間接的な方法と、斑晶鉱物中のガラス包有物あるいは石基中のガラスを測定する直接的な方法がある. このような方法は、地球内部（特に最上部マントル）の H_2O の量とその岩石がおかれていた温度・圧力条件を同時に推定できるという利点はあるが、 H_2O の量が推定できるのはマントル捕獲岩や火山岩が得られる地域に限定され、流体の空間分布を詳細にイメージすることは難しい. また、鉱物中の流体の拡散係数は大きく、地表で得られた捕獲岩が地下にあったときの流体の情報を保持しているかどうかは定かではないという指摘もある [たとえば, *Mackwell and Kohlstedt, 1990*]. 一方、地球物理学的な結果を用いる方法は、地球内部の3次元的な流体分布の推定が可能であり、さらに下部マントルなどの地球深部の流体分布も推定可能なことが特徴である. 地球物理学的に得られている結果のなかでも、特に地震波速度は流体の存在に敏感であること、比較的高精度で構造を推定できることから、地震波速度構造を用いた地球内部の流体分布の推定が多数なされている.

東北日本は火山活動が活発な島弧であり、岩石学的にも地球物理学的にも世界でもっとも研究が進められている地域の一つである. *Kushiro [1987]* は島弧玄武岩とカンラン岩の相平衡関係から背弧側のマントルウエッジで 2vol% の部分熔融域が存在すること、火山フロントから背弧側のマントルウエッジでは、含水量が最大 0.2wt% 程度であることを明らかにした. *Sato [1994]* は減衰構造を用いてマントルウエッジの流体分布を推定しており、平均的にみると背弧側では H_2O は 0.1 wt% 以下、前弧側では 0.4 wt% 程度であると指摘している. また *Sato et al. [1998]* は、*Zhao et al. [1992]* の P 波速度構造と、実験で得られている地震波速度と温度、部分融解度の関係から、活火山下のモホ面直下に 2vol% 程度の部分熔融域が存在することを明らかにした. しかし、*Sato et al. [1998]* は S 波速度構造を用

いておらず、推定された流体分布が S 波速度構造を満足するか否か確認されていない。

4-2 東北日本弧の 3 次元地震波速度構造と b 値の空間分布

筆者らの研究により、東北日本弧マントルウエッジの詳細な地震波速度構造と沈み込むスラブ内の地震活動から推定した b 値の空間分布が明らかになってきた。図 4-1 は Nakajima *et al.* [2001a] で推定した P 波、S 波速度構造の鉛直断面図である。マントルウエッジ内には、P 波、S 波ともに低速度な領域が沈み込むスラブにほぼ平行に存在している。Zhao *et al.* [1992] では、マントルウエッジの低速度域は S 波では顕著に認められなかったが、Nakajima *et al.* [2001a] では S 波においても P 波と同様の低速度域が明瞭にイメージングされた。その低速度域は P 波に比べ S 波の方がやや速度低下の割合が大きいにみえる。

最近の研究で明らかになった b 値の空間分布 [Wyss *et al.*, 2001; 弘瀬・他, 2002]と地震波速度との関係を図 4-2 に示す。図 4-2(a)は北緯 39-40 度付近における b 値の分布の海溝軸にほぼ直交する方向の鉛直断面である。灰色部は Nakajima *et al.* [2001a] によって推定された S 波の低速度域 ($dV_s < -2\%$) である。沈み込むスラブの深さ約 150 km と活火山直下の深さ約 25 km に b 値の大きな領域が存在する。b 値が大きいということは、その領域で地震を起こす実効応力が小さいことを示唆している [たとえば, Scholz, 1968; Urbancic *et al.*, 1992]。このような実効応力の減少の要因の 1 つとしては、その場所の間隙圧が高いことが考えられ、図 4-2 (a)でみられる 2 つの高 b 値域は多量の水に起因すると推測されている [たとえば, Wyss *et al.*, 2001]。S 波の低速度域はその両者を繋ぐように分布しており、このことはマントルウエッジの低速度域が流体の分布・移動と密接な関連があることを示唆している。一方、弘瀬・他 [2002] は、スラブ内の二重深発地震面 [海野・長谷川, 1975; Hasegawa *et al.*, 1978a] 上面の地震を用いて b 値のマッピングを行い、スラブ内の b 値の空間分布を明らかにした (図 4-2b)。彼らの結果でも、スラブの深さが 130-150 km 程度のところに b 値の大きな領域が認められる。注目すべきは、高 b 値域は島弧に沿って連続的に分布しているわけではなく、100 km 程度の間隔をおいて 3 カ所に局在していることである。Nakajima *et al.* [2001a] による S 波速度構造をみると、マントルウエッジの低速度域のうちで、スラブの b 値が大きくなっている領域で速度偏差の値が大きくなっている。すなわち、低速度の度合いが大きい。この空間的な位置関係から、マントルウエッジの地震波低速度域は、スラブ内の鉱物の脱水作用によってマントルウエッジに放出された H_2O の上昇経路に対応しているのではないかと推定された [弘瀬・他, 2002]。スラブ内の鉱物の脱水作用によってマントルウエッジに水が供給されるというモデルは以前から指摘されている [たとえば, Tatsumi, 1986; Iwamori, 1998] が、Wyss *et al.* [2001], 弘瀬・他 [2002] の b 値の研究は、地震波速度構造の研究とともにそれを地震学的に示唆する結果といえよう。

スラブ内で鉱物の脱水作用によりマントルウエッジに放出された水は、その浮力で上昇

しながら周囲のカンラン岩と反応してカクセン石カンラン岩を形成し、高温部に到達したところでマントルウエッジの部分熔融に寄与すると考えられている [たとえば, *Tatsumi, 1986*]. マントル内の高温物質 (メルト) の上昇メカニズムには, ダイアピルモデル [たとえば, *Tatsumi, 1986*], 浸透流モデル [たとえば, *Spiegelman and McKenzie, 1987; Iwamori, 1998*], 割れ目系モデル [たとえば, *Furukawa et al., 1993*] などが提唱されている. マントルウエッジにおけるメルトの上昇経路であると推測される地震波低速度域内の流体の存在形態とその体積率を推定することができれば, メルトがどのようなメカニズムでモホ面直下まで上昇していくのかを明らかにすることができると考えられる. そこで, 本章では 3 次元 P 波, S 波速度構造 [*Nakajima et al., 2001a*] をもとに東北日本弧の流体分布を推定し, 流体の存在形態とその体積率を明らかにすることを目的とする. 推定方法としては, まずトモグラフィーで得られている P 波, S 波速度に対して前章で推定した温度構造の補正を行い, 次に温度補正後の速度異常から流体の存在形態と体積率を推定する.

4-3 マントルウエッジの速度異常

第 3-1 節で述べたように, 地震波速度は様々な要因によって変化する. 上部マントルのような条件下では岩石の違い, 温度, 圧力, 流体 (H_2O , メルト) の介在などに依存すると考えられている. このうち, 圧力の地震波速度への影響は補正可能である [たとえば, *Duffy and Anderson, 1989*]. 後述するように, マントルウエッジを構成する主要な岩石はカンラン岩であると考えられ, 岩石としてそれを仮定すれば, 地震波速度に大きな影響を与える残りの要因は温度と流体ということになる. 本章では, 観測された地震波速度不均質は温度と流体が原因であると仮定し, 流体の分布を推定していく.

図 4-1 に示した速度構造は, 各深さでの平均速度からのずれをパーターベーションで表してある. 温度の上昇や流体の存在は地震波速度を低下させる [たとえば, *Kern and Richter, 1981; Schmeling, 1985*]. ここでは, それを利用して温度や流体の影響分を推定するのであるから, 速度異常を平均速度からのずれとして議論するのではなく, 温度や流体の影響を受けていない場合の速度を基準とし, それからの低下率を議論していく必要がある. *Nakajima et al. [2001a]* では, 各深さで得られた速度の累積頻度分布から, その深さでの速度の上限の値 (速いほうから 5% の速度) を基準として用い, 流体分布についての考察を行っている. しかしながら, このようにして選んだ基準値も温度や流体の影響を受けている可能性があり, より正確な基準速度を推定する必要がある.

そこで, 本解析ではまず東北地方の一の目潟で得られているマントル起源のカンラン岩捕獲岩 21 個の平均的化学組成 [*Aoki, 1984*] を用いてノルム計算し, ノルム鉱物の量を推定した. 用いた化学組成を表 4-1 に示す. 得られたノルム鉱物の量比はオリビン (Fo89) 70%, 斜方輝石 17%, 単斜輝石 6%, 斜長石 5%, その他 2% である. 推定した鉱物の量比はレールズライトの化学組成を持っており, 一般的なカンラン岩のそれと調和的である.

なお、最上部マントルにおいては温度・圧力条件によって3種のカンラン岩（斜長石カンラン岩、スピネルカンラン岩、ザクロ石カンラン岩）が安定であることが知られている [たとえば, *Green and Ringwood*, 1967] が、本解析で想定される温度・圧力条件はこれら3つのカンラン岩の安定領域を含んでいることから、ノルム鉱物としては3つのカンラン岩に共通して含まれるオリビン、斜方輝石、単斜輝石を考えて今後の議論を進めていく。

得られたノルム組成から、ある温度・圧力での弾性波速度を計算する手順を以下に簡単に記す。高温・高圧における弾性定数の計算方法の概念図を図 4-3 に示す。ここでは、*Sato et al.* [1998] と同様に *Duffy and Anderson* [1989] の方法を用いる。速度を計算する際の温度は、*Kushiro* [1987] によってマントル捕獲岩から推定された西南日本の一次元温度構造を用いる（図 4-3）。なお、*Kushiro* [1987] では 1.3 GPa 程度までの温度しか推定されていないため、より深部については浅部の温度をなめらかに外挿して用いた。基準の温度として西南日本の温度を選んだのは、現在火山活動がみられず、「温度異常がない」状態の基準温度としては東北日本の温度より適当であると考えられるためである。図 4-3 に示すように、常温・常圧下で測定された弾性定数から、温度の効果を考え高温・常圧下の弾性定数を求め、次に圧力の効果を考え高温・高圧下での弾性定数を計算するという手順をとる。温度の効果については *Duffy and Anderson* [1989] の方法に従い、温度が上昇したことによるモル体積の増加を評価し、温度が密度や弾性定数に与える影響を見積もり、高温・常圧下での密度と弾性定数を計算する。次に、3 次の有限歪論 [*Davies*, 1974; *Duffy and Anderson*, 1989] を用いて圧力の効果を考え、高温・高圧下での密度と弾性定数を計算する。常温・常圧における各鉱物の弾性定数、密度とその温度微分、圧力微分は *Duffy and Anderson* [1989] の値を、モル体積のパラメータは *Suzuki* [1975] と *Duffy and Anderson* [1989] の値を用いた。このようにして、*Kushiro* [1987] の一次元温度構造に沿って各鉱物（オリビン、斜方輝石、単斜輝石）の密度と弾性定数を求め、P 波、S 波速度を計算する。その後、各鉱物の速度の Voigt-Reuss-Hill 平均を計算し、カンラン岩の地震波速度とした。図 4-4 に得られた速度を示す。深さ 40km においては、 $V_p=8.10$ km/s、 $V_s=4.69$ km/s であり、深くなるにしたがって速度が増加していくことがわかる。なお、地殻内については、基準速度の計算を行っていないため、*Nakajima et al.* [2001a] で推定した速度を示してある。

Nakajima et al. [2001a] で推定した速度を図 4-4 の基準速度からの低下率になおした結果を図 4-5 に示す。図 4-1 の断面 B, D について示してある。速度の低下率を表す指標として $d\ln V_p$, $d\ln V_s$ [たとえば, *Takei*, 2002] を導入した。なお、 $d\ln V = -(1-V/V_0)$ である。ここで、 V はトモグラフィーで得られた速度、 V_0 は図 4-4 に示した基準速度である。図 4-5(a), (b) をみると、マントルウエッジにおける P 波の速度低下率は 5-10% 程度であるのに対し、S 波は 10-15% 程度速度が低下していることがわかる。図 4-5(c) には、 $d\ln V_s$ と $d\ln V_p$ の比 ($d\ln V_s/d\ln V_p$) を示してある。マントルウエッジでは、P 波に比べて S 波の方が 1.5-2 倍程度速度が低下している。これまでに推定された上部マントルの $d\ln V_s/d\ln V_p$ は 1.5-2 で

あり [たとえば, *Koper et al.*, 1998; *Karato and Karki*, 2001], 今回の結果もそれと一致する。

4-4 温度補正

図 4-5 に示した速度低下率から流体の分布を推定する前に、温度の補正を行う。温度が地震波速度に与える効果には非調和効果と非弾性効果がある [*Karato*, 1993]。非調和効果とは温度上昇に伴う熱膨張の効果であり、温度上昇による原子間結合力の低下が密度低下よりも大きいため、弾性波速度は低下する。この効果は高周波の実験で得られている弾性波速度の温度依存性に相当する。一方、地震波のような低周波の波の伝播を考える際には、非弾性の効果が非常に重要であることが知られている [たとえば, *Kanamori and Anderson*, 1977; *Karato*, 1993; *Karato*, 2002]。非弾性効果は粒子や鉱物の粘性流動の結果として起こり、温度の高い領域で特に重要になる効果である。弾性波速度に対する非調和効果と非弾性効果は以下のように表せる [*Karato*, 1993]。

$$\frac{\partial \ln V_{p,s}}{\partial T} = \left(\frac{d \ln V}{dT} \right)_{ah} - \frac{F(\alpha)}{\pi} Q_{p,s}^{-1}(T) \frac{H^*(P)}{RT^2} \quad (4-1)$$

ここで、 $F(\alpha) = (\pi\alpha/2)\cot(\pi\alpha/2)$ であり、 α , H^* は(3-2)式に出てきたパラメータである。下付の p, s はそれぞれ P 波, S 波を、 ah は非調和効果に関する項をあらわす。右辺第一項が非調和効果、第二項が非弾性効果である。ここでは、基準速度として用いた西南日本の温度（図 4-3）から第 3 章で推定した温度（図 3-2 と図 3-3）まで温度が上昇した場合、速度がどの程度低下するのかを評価したいわけであるが、(4-1)式中の $Q^{-1}(T)$ は温度に対して強い非線形性を示し、(4-1)式を直接用いることはできない。そこで、(4-1)式を西南日本の温度 T_0 から減衰構造を用いて推定した東北日本の温度 T まで積分すると、(3-2)式から、

$$d \ln V_{p,s} = \left(\frac{d \ln V_{p,s}}{dT} \right)_{ah} (T - T_0) - \frac{F(\alpha)}{\pi\alpha} [Q_{p,s}^{-1}(T) - Q_{p,s}^{-1}(T_0)] \quad (4-2)$$

が得られる。この際、右辺第一項の非調和効果は温度依存しないと仮定している。温度・圧力条件によってやや異なるが、非調和効果から期待される速度変化は、およそ $d \ln V_p / dT = -0.75 \times 10^{-4} [K^{-1}]$, $d \ln V_s / dT = -0.92 \times 10^{-4} [K^{-1}]$ であり、これは前節で基準速度を求めたときと同様に *Duffy and Anderson* [1989] の方法で推定することができる。温度が $100^\circ C$ 上昇した場合、非調和効果によって、P 波, S 波速度はそれぞれ 0.75%, 0.92% 低下することがわかる。一方、非弾性効果は温度の上昇分に加え温度の絶対値にも依存するが、温度が $900^\circ C$ から $1000^\circ C$ に上昇した場合、P 波の速度低下は約 0.28% である。したがって、温度が $100^\circ C$ 上昇した場合の速度低下は P 波で約 1% ということになる。S 波に対する非弾性効果を計算する際には Q_s^{-1} の値が必要になるが、ここでは、数 Hz の地震波の伝播から推定されている Q_p/Q_s 比 1.75 [*Roth et al.*, 1999] を用い、観測された Q_p^{-1} [*Tsumura et al.*, 2000] から Q_s^{-1} の値を計算し、S 波に対する非弾性効果を推定する。このようにして

推定された非弾性効果による S 波の速度低下は、温度が 900°C から 1000°C に上昇した場合 0.5% であり、温度が 100°C 上昇した場合、S 波速度は非調和効果と非弾性効果を合わせて約 1.5% 低下することになる。

この方法を用いて、図 4-5 に示した速度低下率に対して温度の補正を行った結果が図 4-6 である。温度補正前後の速度異常の程度を比較すると、補正後の方がやや速度異常が小さくなっている。温度の補正をした結果、P 波の速度低下は 4-8% 程度、S 波の速度低下は 6-12% 程度である。なお、(4-2) 式において $T < T_0$ となる領域については温度の補正は行わず、観測値のままとしてある。 $T < T_0$ となる領域はおもにスラブの直上に位置している。これは T_0 として採用した一次元速度構造にはスラブによる低温域が考慮されていないためである。図 4-6 からわかるように、減衰構造から推定した温度を用いて温度補正を行っても、観測された速度異常の大部分は説明できないことがわかる。観測された速度異常をすべて温度の影響であると考え、600-800°C 程度の温度上昇を考える必要があるが、そのような温度上昇を考えるとマントルウエッジはカンラン岩のドライソリダスより高温となり、すべての領域で部分熔融していることになってしまい、岩石学的な観測事実 [たとえば, *Tatsumi et al.*, 1983; *Kushiro*, 1987; *Yoshida*, 2001] と矛盾する。また、そのような高温下では減衰が非常に大きくなり、観測されている減衰構造 [海野・長谷川, 1994; *Tsumura et al.*, 1996, 2000; *Takanami et al.*, 2001] とも矛盾する。

4-5 流体分布

温度補正後の速度低下率 (図 4-6b) をデータとして、東北日本弧マントルウエッジの流体 (H_2O とメルト) の存在形態と体積率を推定する。 H_2O の物性値は温度・圧力によって異なる [たとえば, *Bowers*, 1995] ため、第 3 章で推定した温度を用いて、注目する温度・圧力条件下の H_2O の物性を計算することにする。メルトとしては玄武岩メルトを仮定し、その物性は *Fujii and Kushiro* [1977] によって推定された値を用いた。用いた H_2O とメルト、および母岩のカンラン岩の物性値を表 4-2 に示す。流体の存在形態と体積率の推定には *Takei* [2002] の方法を用いる。この方法では、流体の物性を仮定すれば S 波と P 波の速度低下率の比 $d\ln V_s/d\ln V_p$ から空隙のアスペクト比を、そのアスペクト比と S 波の速度低下率 ($d\ln V_s$) から流体の体積率を推定することができる (図 2-12)。Takei [2002] の方法には母岩のポアソン比が 0.25 という仮定が入っているが、ここで用いる基準速度から計算されるポアソン比はマントルで約 0.252 であり、この仮定はほぼ成り立っていると考えられる。なお、理論から予測される $d\ln V_s/d\ln V_p$ は 2.25 を超えることはないが、観測結果では $d\ln V_s/d\ln V_p$ が 2.25 を超える領域も一部には存在する。このような領域についてはアスペクト比を 10^{-3} として流体の体積率の推定を行った。また観測された $d\ln V_s/d\ln V_p$ が理論値の下限を下回る場合には、観測値と理論値の差が最小になるアスペクト比を採用した。

得られた H_2O とメルトのアスペクト比と体積率をそれぞれ図 4-7、図 4-8 に示す。図 4-7

は流体として H_2O を仮定した場合のクラックのアスペクト比と体積率, 図 4-8 は流体としてメルトを仮定した場合のクラックのアスペクト比と体積率である. 流体として H_2O を仮定したときのアスペクト比は 0.001-0.1, 体積率は 0.1-1% である. メルトを仮定した場合にはそれぞれ 1 桁程度大きくなり, アスペクト比は 0.01-0.5, 体積率は 0.5-数% である. 流体としてメルトを考えた場合, H_2O を考えた場合に比べてアスペクト比が大きくなっているが, それは H_2O とメルトの密度と体積弾性率の違いに起因する. 図にはカンラン岩のウェットソリダス [Kushiro *et al.*, 1968] も示してある. カンラン岩のソリダスは H_2O の量 (wt%) の増加とともに単調に低下し, H_2O が約 0.4wt% を超えると通常いわれている H_2O に飽和した状態のウェットソリダスまで低下することが知られている [たとえば, Iwamori, 1998]. しかし, 速度構造や温度構造の推定精度の問題, また岩石実験で確認される流体の存在形態 (粒界に存在) と観測された速度異常を説明する流体の存在形態 (クラック状に存在) が同一とは限らないことなどから, ここではウェットソリダスとしては第一近似的に H_2O で飽和した場合の温度 [Kushiro *et al.*, 1968] を考えることにする. カンラン岩のウェットソリダスは圧力約 4 GPa まではほぼ一定で約 1000°C である. 図 4-7, 図 4-8 をみると, 深さ 40 km においては火山フロントから西側では温度がウェットソリダスを超えており, 背弧側では部分熔融している可能性がある. 一方, 前弧側の深さ 40km では, 温度はウェットソリダス以下であり, メルトは存在しないと考えられる. 火山フロントに沿った最上部マントル (深さ 40 km) でメルトが存在する場合, アスペクト比は 0.01 程度, 体積率は 1-数% 程度である (図 4-8). 東北南部の火山地域下では北部よりもアスペクト比, 体積率とも 1 桁程度小さくなる傾向がある.

図 4-9 にアスペクト比の断面図とそれに対応する断面での温度構造, S 波速度構造 [Nakajima *et al.*, 2001a] を示す. 断面の位置は図 4-6 と同じである. 背弧側の深さ 65 km 前後でアスペクト比が小さく, その浅部と深部ではアスペクト比がやや大きくなっている. このアスペクト比の小さな領域はトモグラフィーで得られている S 波の低速度域とはほぼ一致する. 図 4-9(c) をみると, マントルウエッジの低速度域はカンラン岩のウェットソリダスを超えており, メルトが存在する可能性がある.

なお, ここではアスペクト比推定の際に, $d\ln V_s/d\ln V_p$ の上限と下限を設定して推定したが, 図 4-10 に示すように, 推定したアスペクト比から期待される $d\ln V_s/d\ln V_p$ の値は観測された $d\ln V_s/d\ln V_p$ の値と大きな違いはなく, $d\ln V_s/d\ln V_p$ の値に制限を設けたことによる影響は小さいと考えられる.

4-6 議論

トモグラフィーで観測されたマントルウエッジの S 波低速度域は, カンラン岩のウェットソリダスより高温域に位置するため, この低速度域は部分熔融していると推測される (図 4-9). 岩石学的な結果 [たとえば, Tatsumi *et al.*, 1983; Kushiro, 1987] でも, 背弧側の

マントルウエッジには部分熔融域の存在が示唆されることから、ここでは低速度域内の流体としてメルトを仮定し、議論を進めていく。図 4-9 をみると、深さ 40-65 km 付近でメルトを含むクラックのアスペクト比が相対的に小さな領域、温度構造から部分熔融が期待される領域、S 波の低速度域の位置が互いにはほぼ一致することがわかる。アスペクト比が小さい領域では流体が周囲の岩石と非平衡な状態で存在すると考えられる [Takei, 2002] ため、トモグラフィーでイメージングされているマントルウエッジの低速度域は周囲に比べ相対的に非平衡の度合いが大きいことを示唆している。この結果は、玄武岩メルトはアスペクト比の小さな状態 (~ 0.05) で存在するという実験結果 [Faul et al., 1994] と調和的である。S 波低速度域のうち、その深部 (深さ 90 km 付近) ではアスペクト比が 0.1 程度とやや大きくなっている。アスペクト比が 0.1 より大きな場合には、流体は鉱物の粒子間に平衡状態で存在している可能性がある [Takei, 2002]。

図 4-11 にトモグラフィーで得られた低速度域内のアスペクト比と体積率の深さによる違いを示す。断面 B と断面 D では、深さ 90km 前後のアスペクト比は 0.1 程度であるのに対し、深さ 65 km, 40km ではそれより小さくなっている。この結果は、断面 B と断面 D で深さ 90 km 付近ではメルトは平衡状態もしくはそれに近い状態にあるのに対し、より浅部では非平衡状態で存在している可能性があることを示している。断面 F では深さ 90 km と 65 km でアスペクト比にあまり違いはなく、0.02 から 0.1 程度の値をとるが、モホ面直下で 0.001-0.02 とアスペクト比が小さくなる。体積率についても断面 B と断面 D では傾向が似ており、モホ面直下で 1-2%、深さ 65 km で 0.3-1%、深さ 90 km で 3-6% 程度であるのに対し、断面 F では深さ 65 km 付近の体積率は 1-2 % であり、北部の断面に比べやや体積率が大きくなっている。このように、南部と北部で低速度域内におけるメルトのアスペクト比と体積率が違うことの原因は定かではないが、減衰構造においても南部と北部で顕著に傾向が異なる (図 3-1) [Tsumura et al., 2000] ことから、マントルウエッジ内の性質が南部と北部で異なっているのかもしれない。

Kushiro [1987] は一の目潟で得られたマントル起源の捕獲岩の成分分析から、マントルウエッジのダイアピル域 [Tatsumi et al., 1983] には体積比で 2% 程度のメルトが存在することを指摘している。図 4-11 に示すように、今回の結果ではトモグラフィーでみられている低速度域内の部分融解度は 0.3-5% であり、Kushiro [1987] の結果と調和的である。また、Sato et al. [1998] でも低速度域内では 2vol% 程度の部分熔融域の存在を指摘しており、その結果とも調和的である。このように、データや手法が異なる解析で同様の結果が得られていることから、東北日本のマントルウエッジ内に検出された顕著な地震波低速度域には数 vol% のメルトが存在すると考えられる。なお、ここで推定した流体分布の分解能は、速度構造の空間分解能 (水平方向約 15 km, 鉛直方向約 25 km) で規定されるため、多量の H_2O やメルトが局所的に存在した場合には、それをイメージできないことに注意する必要がある。

最後に、ここで推定した流体の分布が第3章で用いた減衰構造と矛盾しないかを検討する。火山フロントよりも背弧側の大部分のマントルウエッジでは、ほとんどの領域で温度がカンラン岩のウエットソリダスを超えているため、メルトが分布していると推測される。減衰を測定した室内実験で、岩石（鉱物）のソリダス温度の前後で Q^{-1} 値はほとんど変化しないという結果が得られており [たとえば, *Kampfmann and Berckhemer, 1985; Sato et al., 1989*], メルトの存在が減衰に与える影響は小さいと考えられている。また、減衰はメルトの存在による応力の緩和で起こるのではなく、拡散クリープや転移クリープなどの固体（鉱物）間の変形によって生じているという指摘もあり [たとえば, *Karato and Spetzler, 1990; Karato, 1998*], 背弧側のマントルウエッジにメルトが存在していても減衰に与える影響はそれほど大きくないと推測される。流体として H_2O を仮定すると、その体積率は 0.1-1%程度であり、0.03-0.3wt%程度に相当する。深さ 90km 付近では 1vol% (約 0.3wt%) 程度の H_2O が分布していると推測され (図 4-7), H_2O が多量に存在する場合には、観測された減衰にも影響を与えている可能性がある。その場合、第3章で推定した深さ 90 km 付近の温度は過大評価されていることとなる。

第3章で述べたように、前弧側においては減衰構造から推定した温度は、地殻熱流量から推定した温度に比べ高温になっており、観測された減衰構造は H_2O の影響を受けていると考えられる。そのため、前弧側における温度の推定精度があまり良くないと考えられ、ここで推定した前弧側の流体分布はあまり押さえが効いていないであろう。前弧側の流体分布をより詳細に推定するためには、温度や流体が減衰構造と速度構造に与える影響を定量的に評価し、インバージョンによって温度と流体の分布を同時に推定する必要があると考えられる。今後、 H_2O が減衰に与える影響が明らかになれば、前弧側のマントルウエッジにおける詳細な温度と流体の分布の推定が可能になるであろう。

4-7 まとめ

本章では、地震波速度構造 [*Nakajima et al., 2001a*] を用いて、東北日本弧マントルウエッジの流体分布の推定を行った。まず、一の目潟で得られているカンラン岩のモード組成に基づいて、西南日本の地温勾配 [*Kushiro, 1987*] に沿った P 波、S 波速度を計算した。次に、それらを基準速度として用い、観測された速度構造から基準速度に対する速度低下率を推定した。その結果、マントルウエッジでは P 波速度が 5-10%, S 波速度が 10-15% 程度低下しており、P 波の速度低下率に対する S 波の速度低下率の比は 1.5-2 となった。次いで、第3章で推定した温度構造を用いて速度低下率の補正を行った。速度の補正においては非調和効果と非弾性効果を考慮した。その結果、P 波の速度低下は 4-8% 程度、S 波の速度低下は 6-12% 程度程度となり、温度の補正をただけでは東北日本のマントルウエッジで観測されている地震波低速度を説明できないことがわかった。最後に、温度補正後に残った速度の低下を説明するような流体の存在形態と体積率を、*Takei [2002]* の方法で推

定した。その結果、マントルウエッジの低速度域内にアスペクト比が 0.001-0.1、体積率が 0.3-数%程度のメルトが存在すれば、観測された地震波速度構造をほぼ説明することができることが明らかになった。マントルウエッジの低速度域内では、深さ 90km 付近でアスペクト比が大きく、それより浅い領域ではアスペクト比がやや小さい傾向がある。ここで得られたマントルウエッジの低速度域内の部分融解度はマントル捕獲岩から推定した結果 [Kushiro, 1987] とほぼ一致する。

表 4-1. 一の目潟で得られているカンラン岩捕獲岩
21 個の平均化学組成 [Aoki, 1984]

酸化物	重量%
SiO ₂	44.62
TiO ₂	0.17
Al ₂ O ₃	2.29
Cr ₂ O ₃	0.40
FeO	880
MnO	0.14
MgO	40.87
CaO	2.50
Na ₂ O	0.17
K ₂ O	0.03
P ₂ O ₅	0.01

表 4-2. カンラン岩と流体の物性値

Material	Bulk modulus [GPa]	Shear modulus [GPa]	Density [g/cm ³]
Peridotite ^{*1}	117.46	69.67	3.15
Melt	16.9	0	2.85
H ₂ O ^{*1}	3.90	0	0.92

*1: 深さ 40 km, 温度 1000℃

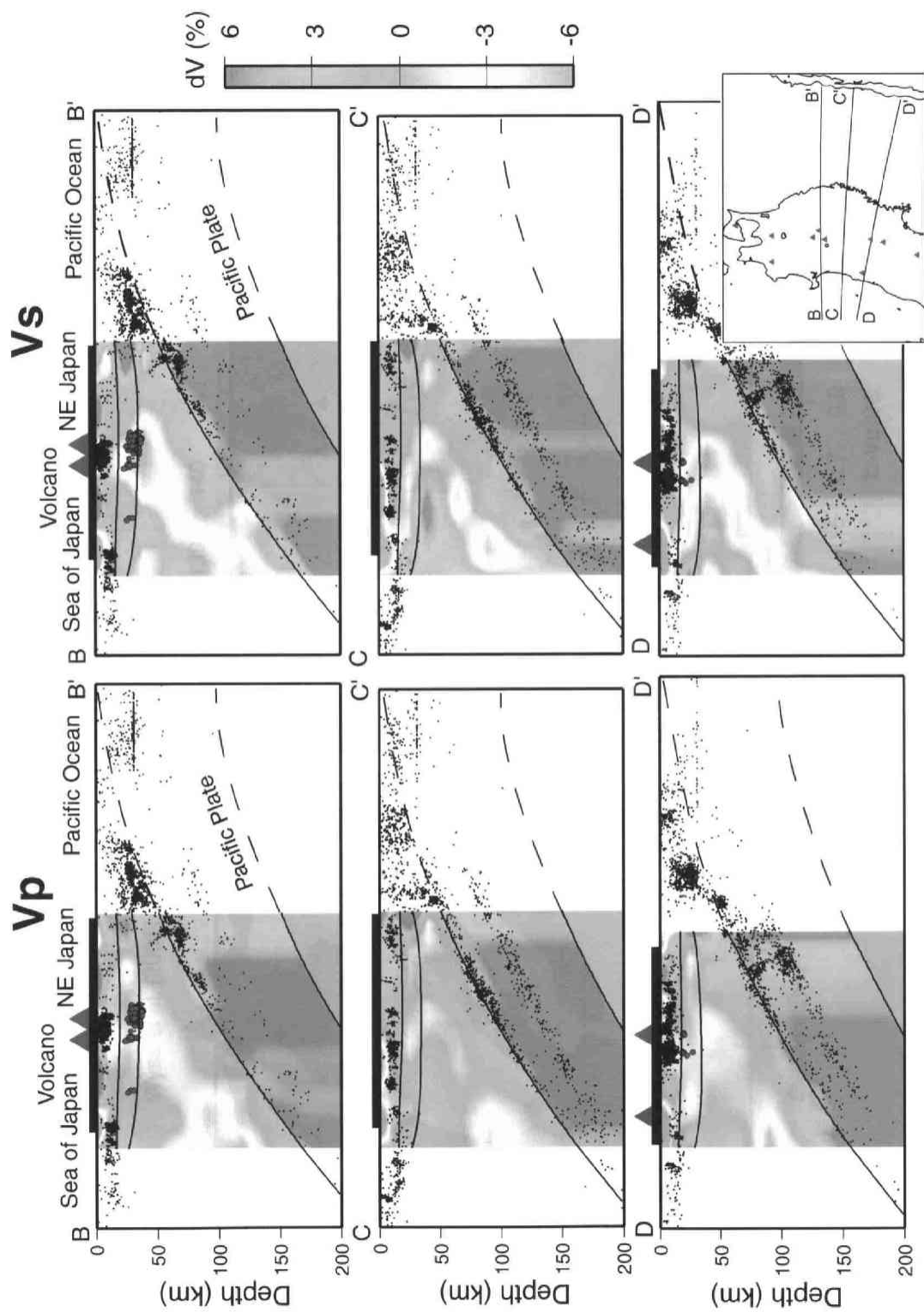


図4-1. 東北日本弧の地震波速度の鉛直断面図 [Nakajima *et al.*, 2001a]. 左がP波, 右がS波である. カラースケールは速度パーターベーションをあらわし, 赤が低速度, 青が低速度, 黒の黒線は地震波速度不連続面, 黒丸は微小地震, 赤丸は低周波微小地震 [岡田・長谷川, 2000] である.

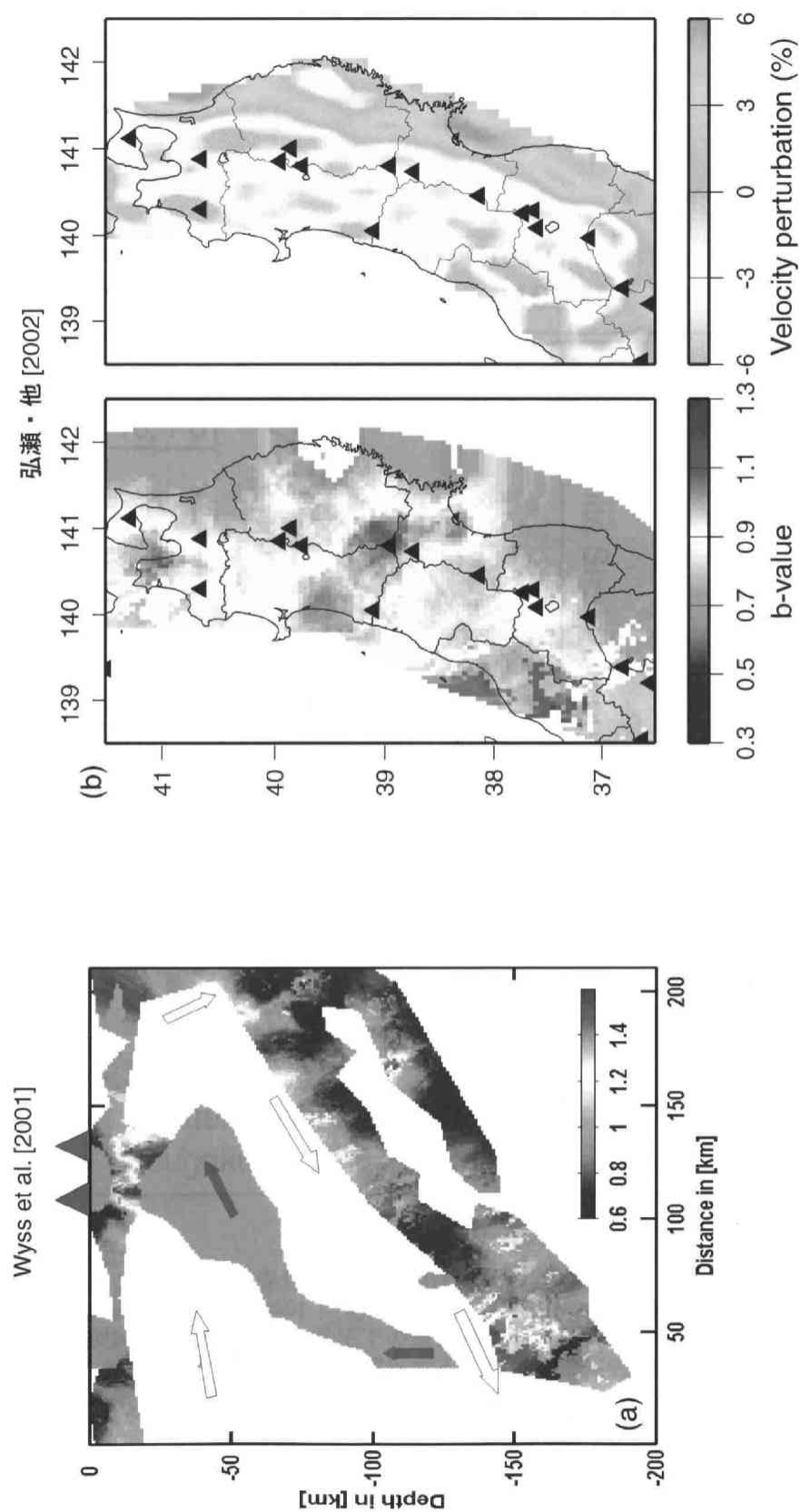


図4-2. (a) 北緯39-40度付近のb値の空間分布と北緯約40度におけるS波速度構造 [Wyss et al., 2001]. カラースケールはb値をあらわす。図中の灰色部はS波が2%よりも遅い領域である。図中の矢印は推測されるマントル対流の方向を示している。(b) (左) スラブ上面のb値の空間分布、(右) スラブ表面の直上50kmにおけるS波速度構造 [弘瀬・他, 2002]。黒三角は活火山を表す。

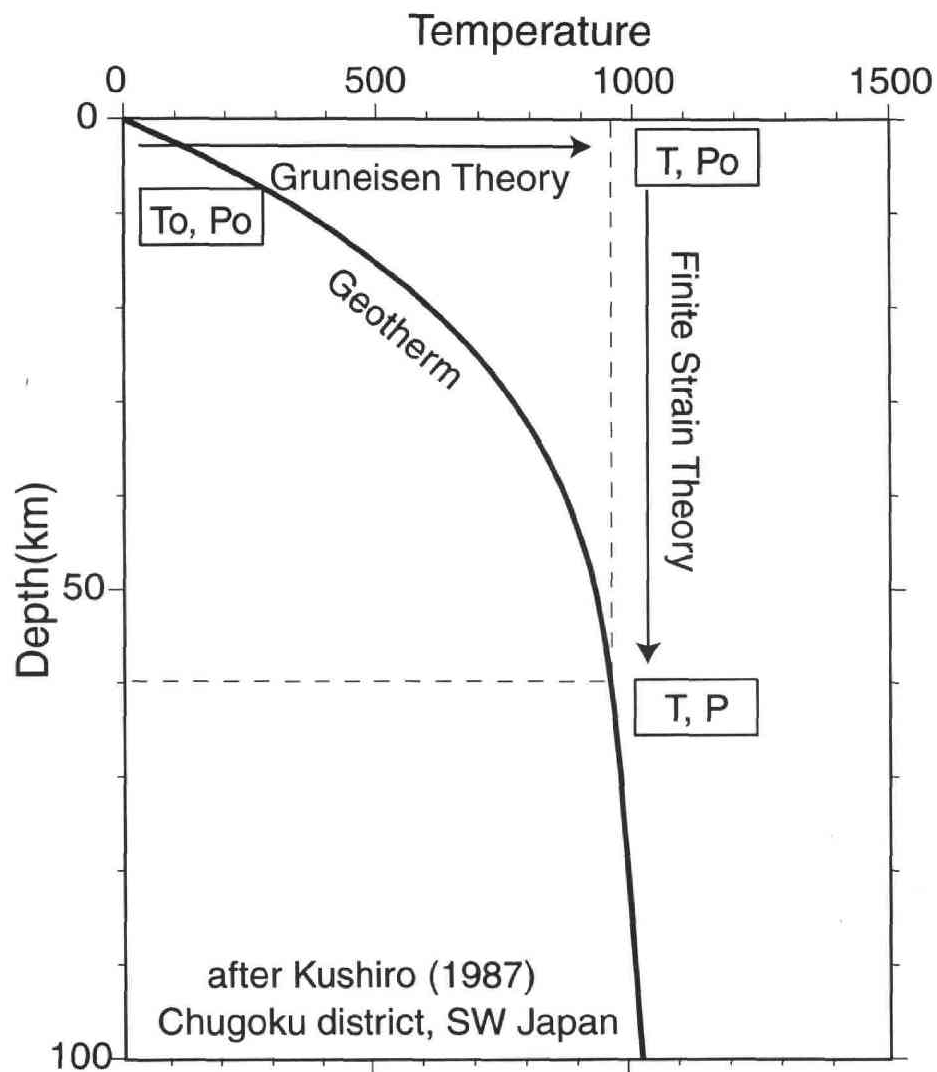


図4-3. ある温度・圧力条件における弾性定数の計算方法の模式図. *Duffy and Anderson* [1989] に従い, 常温・常圧下での実験値をGruneisen理論を用いて高温・常圧下の値に補正し, その後, 有限歪論を用いて高温・高压下の値に補正する. 図中の黒実線は基準温度として用いた一次元温度構造 [*Kushiro, 1987*] である.

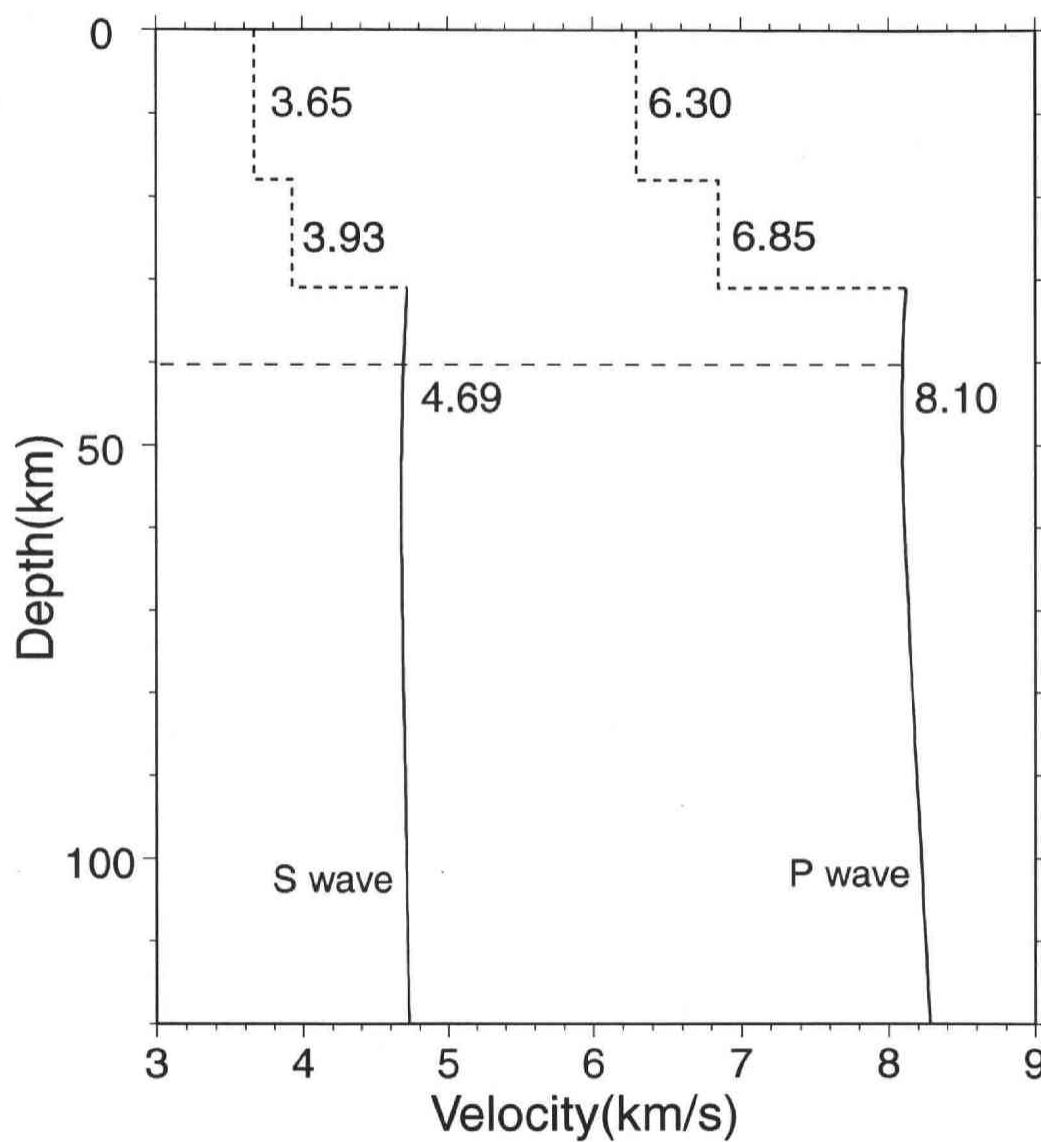


図4-4. 一の目瀉のカンラン岩捕獲岩のノルム組成にもとづいて計算したマントルウェッジのP波, S波速度. 地殻内の速度 (破線) はNakajima *et al.* [2001a]で推定された速度を示してある.

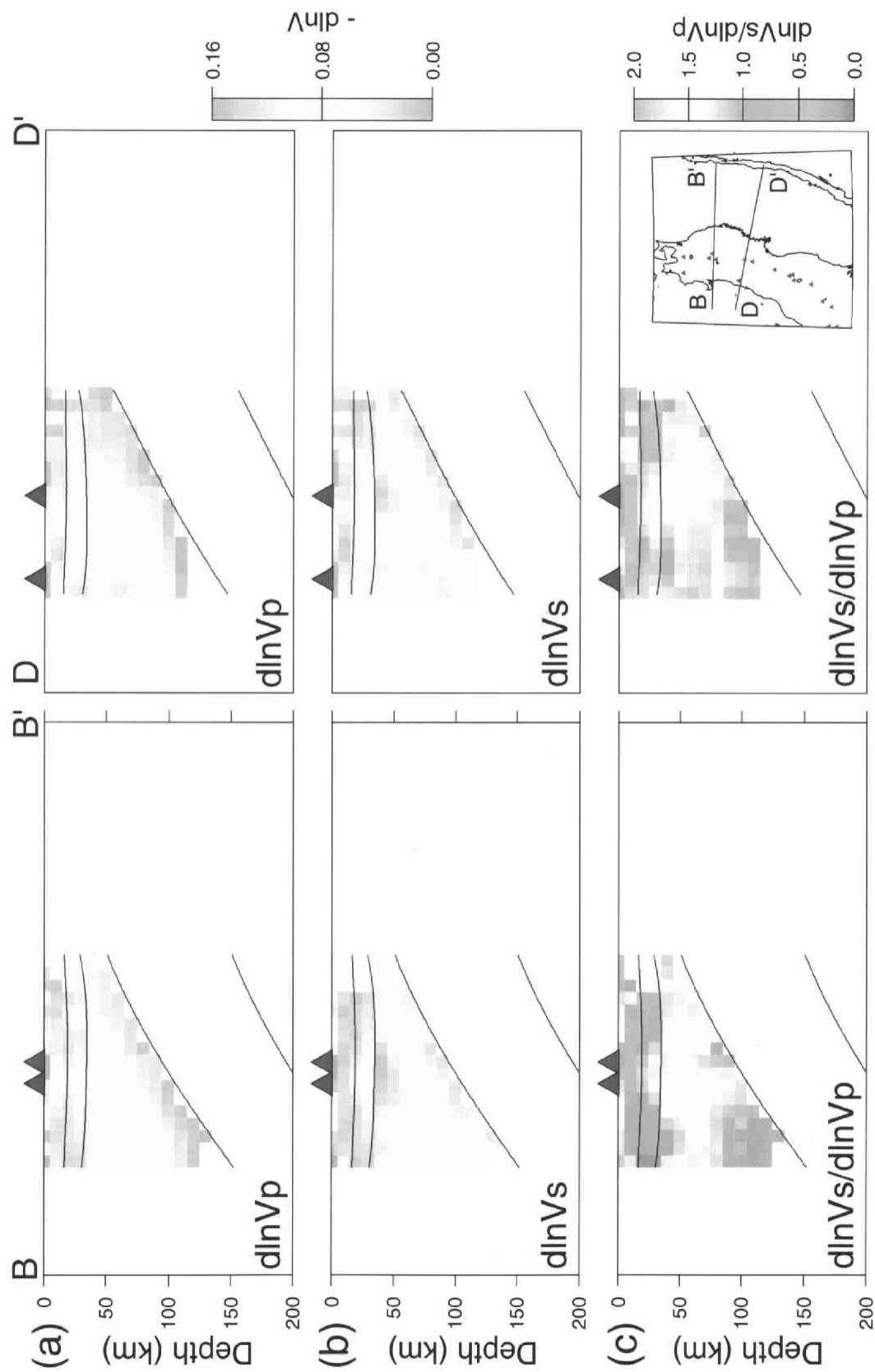


図4-5. 図4-4に示した基準速度に対する速度低下の度合い. (a) $d\ln V_p$, (b) $d\ln V_s$, (c) $d\ln V_s / d\ln V_p$. データとした速度構造は Nakajima *et al.* [2001a]の結果. 基準速度よりも低速度となっている領域のみを明示している. マントルウェッジでは, P波に比べS波の速度低下の方が1.5-2倍程度大きいことがわかる.

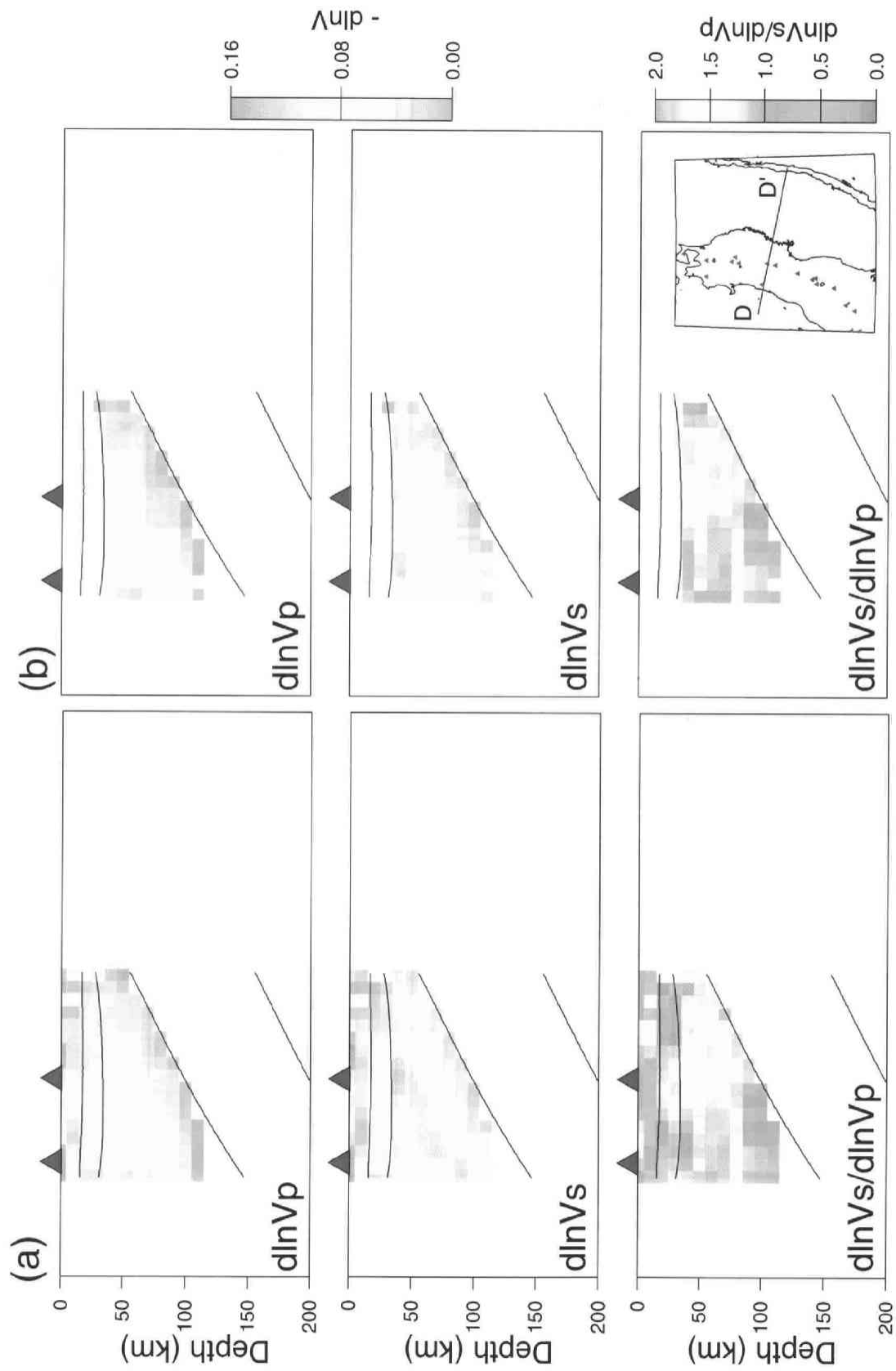


図4-6. 断面D-D'に対する温度補正前後の速度異常, (a)温度補正前, (b)温度補正後. 温度の推定を行ったマントル内のみ温度補正を行った.

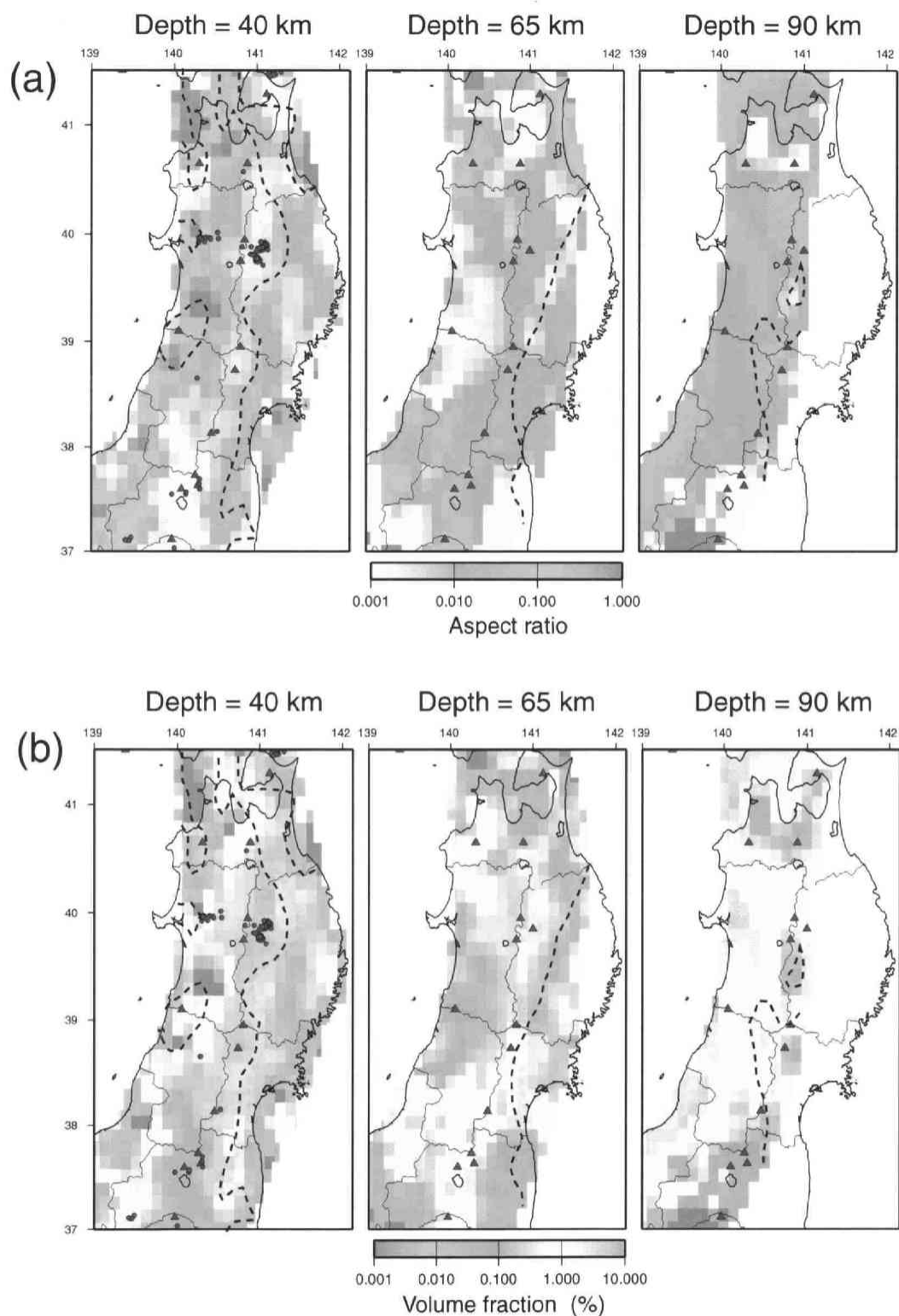


図4-7. 流体として H_2O を仮定したときの(a)アスペクト比と(b)体積率(%). 深さは各図の上に示してある. 図中の赤三角は活火山, 赤丸は低周波微小地震 [岡田・長谷川, 2000]である. 破線はカンラン岩のウェットソリダス [Kushiro *et al.*, 1968]に対応する温度の位置をあらわす (図3-2参照).

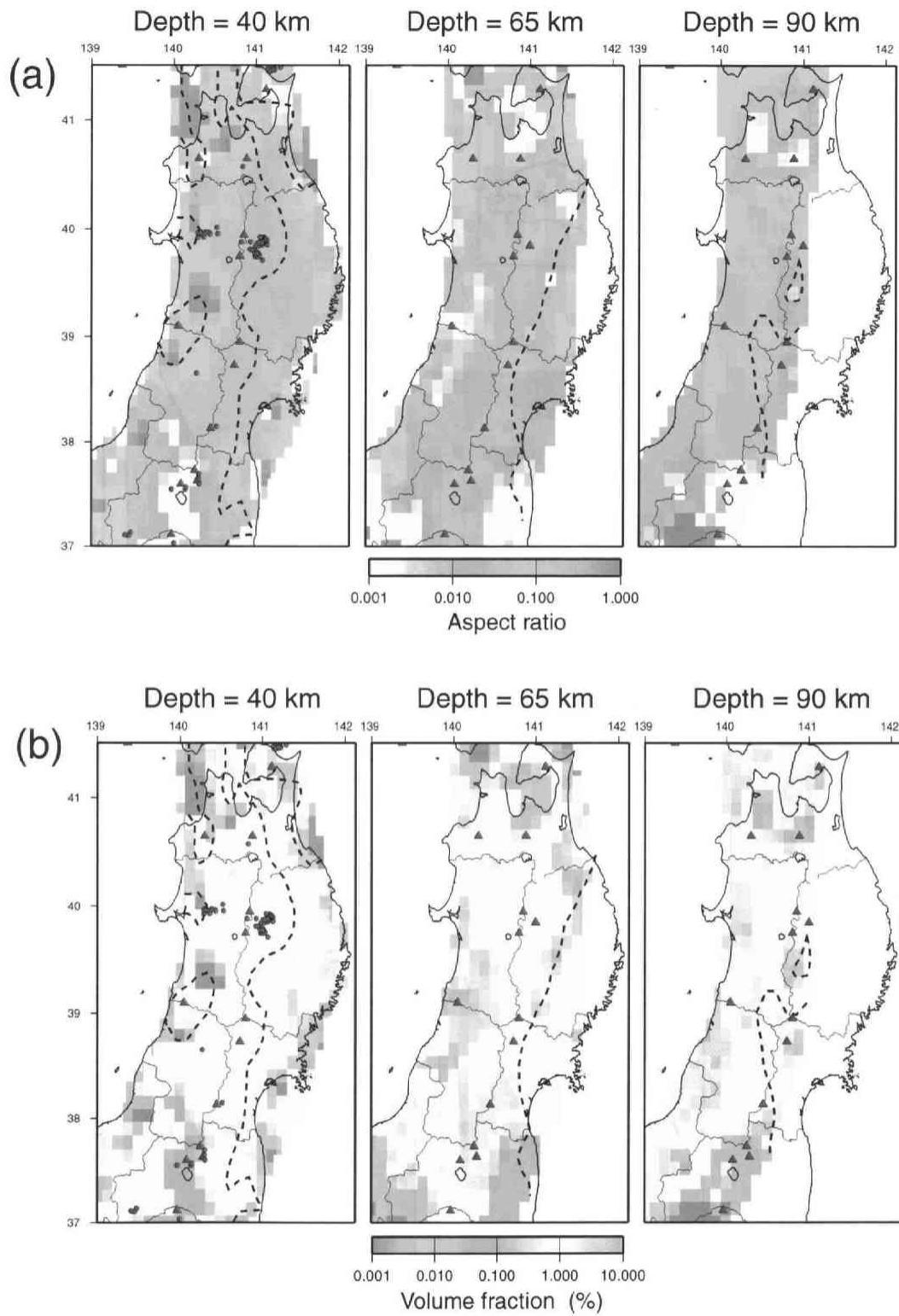


図4-8. 流体としてメルトを仮定したときの(a)アスペクト比と(b)体積率(%). 図中のシンボルは図4-7と同じ.

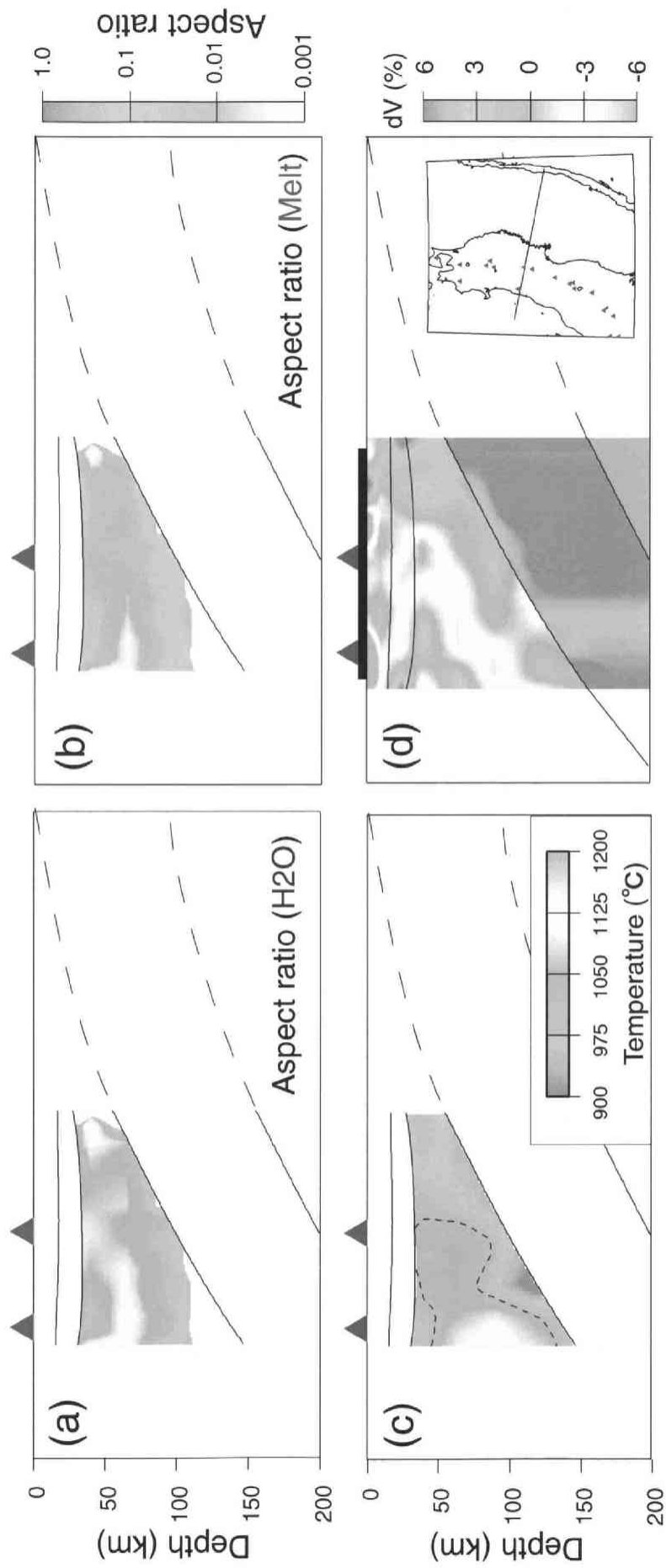


図4-9. マントルウェッジにおける流体を含むクラックのAspect比と温度構造, S波速度構造. (a)H₂Oの場合のAspect比. (b)メルトの場合のAspect比. (c)マントルウェッジの温度構造. 破線はカンラン岩のウェットソリダス[Kushiro *et al.*, 1968]である. (d)S波速度パーターベーション[Nakajima *et al.*, 2001a]. 断面の位置は挿入図に示してある.

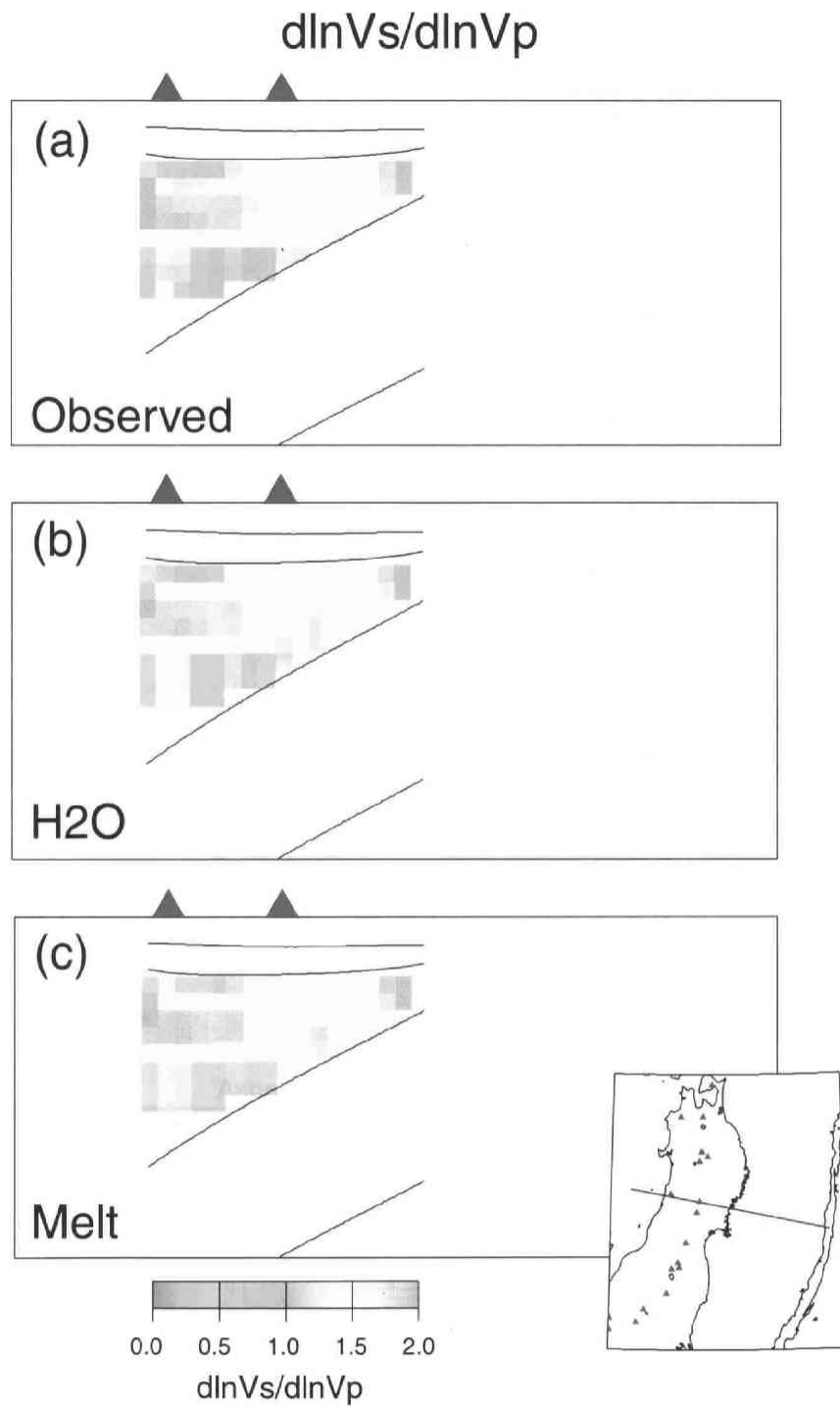


図4-10. $d\ln V_s/d\ln V_p$ の観測値と理論値の比較. (a) 観測値. (b) H₂Oのアスペクト比から期待される値. (c) メルトのアスペクト比から期待される値. 断面の位置は挿入図に示してある.

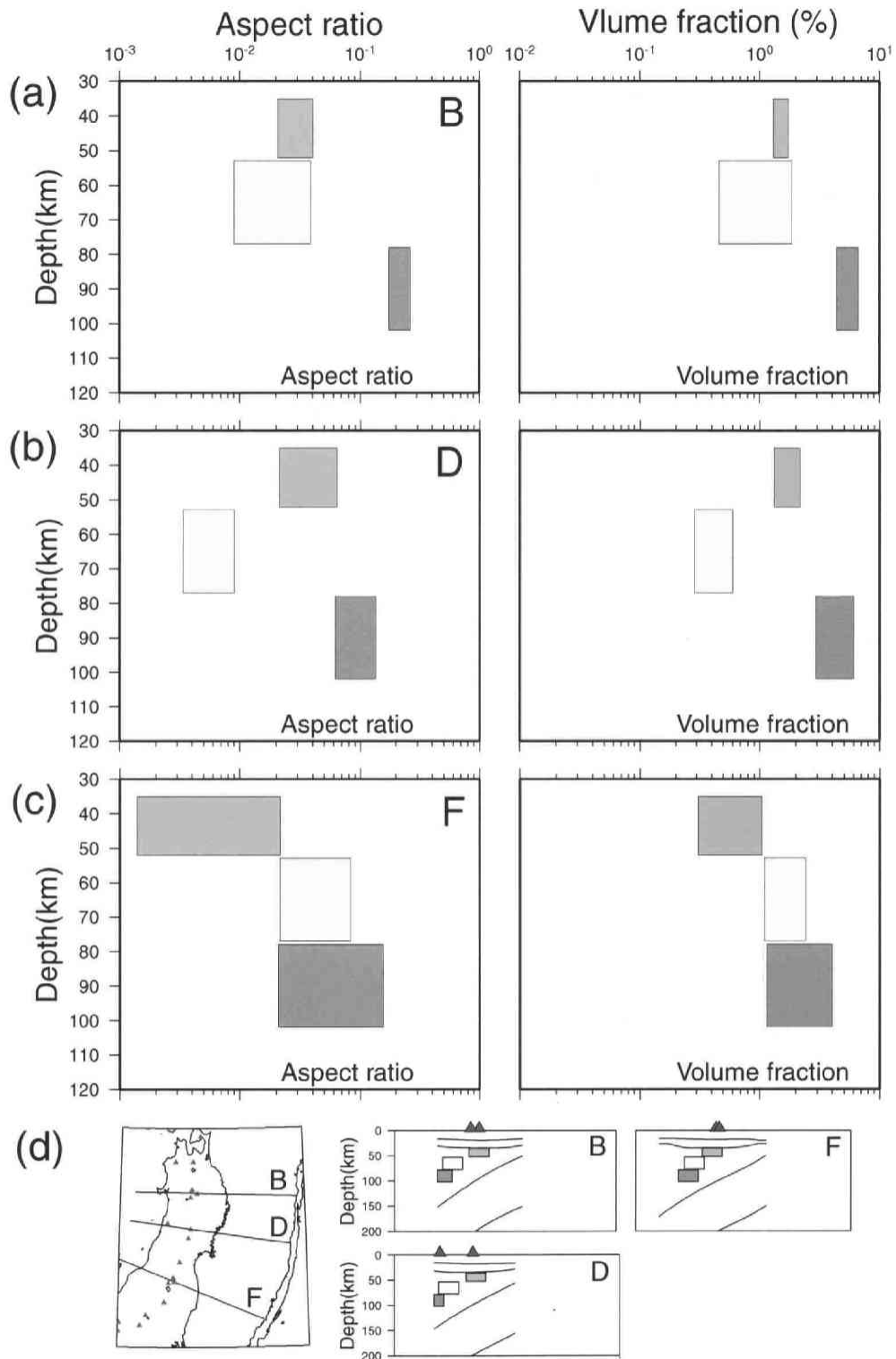


図4-11. マントルウエッジの低速度域内に推定されるメルトのアスペクト比と体積率. (a)断面B. (b)断面D. (c)断面F. (d)断面と低速度域の位置. (a)から(c)の四角は(d)の断面図の四角の位置に対応. (d)の四角は深さ40km, 65km, 90kmにおいてS波速度が最も遅い場所を中心として, 測線方向に ± 20 kmの幅を取ってある. (a)から(c)には最大値と最小値の範囲を四角で示してある.

第5章 S波偏向異方性解析

5-1 序論

異方性とは地震波の速度が波の伝播方向や（横波の）振動方向によって異なる現象を指す。そのうち、伝播方向によって速度が異なる異方性を「方位異方性」、振動方向によって速度が異なる異方性を「偏向異方性」という。異方性媒質中をS波が伝播すると振動方向が互いに直交する2つのS波に分離することが知られており、この現象をS波スプリッティングという。異方性は地震波速度や地震波減衰構造と同様に地殻やマントルを特徴づける物理量の一つであり、観測された異方性の方向や強さを鉱物物理やクラックモデルにもとづいて解釈することで地球内部の流れや応力のパターンが推定できるため、地球内部ダイナミクスの解明には非常に有効な手段である [たとえば、唐戸, 2000]。

方位異方性については、Hess [1964] が東太平洋においてプレートの拡大方向に伝播するPn速度が速いことを発見し、流動によって異方性の強い鉱物であるオリビンの結晶の向きがある方向にそろってくるために、マントルの地震波速度が異方性を持つと解釈した。その後も実体波や表面波の方位異方性の観測・研究が行われてきた [たとえば、Tanimoto and Anderson, 1984] が、方位異方性解析では違った経路を伝播する波の速度を測るため、異方性と不均質性の区別が付きにくいという欠点がある。一方、偏向異方性は同一経路を伝播してくる波を用いて観測が可能のため、一般に方位異方性より信頼度が高いと考えられている。Crampin *et al.* [1980] は地殻内の地震を用いて偏向異方性解析を行い、速いS波の振動方向が入射角や入射方位に依存せず、ある特定の方向を向くことを見出した。その後、ScS, SKS, SKKSといったコアフェイズを用いた偏向異方性解析 [たとえば、Ando, 1984; Silver and Chan, 1991; Sandvol *et al.*, 1997; Huang *et al.*, 2000]、稍深発地震、浅発地震を用いたS波偏向異方性解析 [たとえば、Ando *et al.*, 1983; Kaneshima *et al.*, 1987, 1988; Okada *et al.*, 1994, 1995; Liu *et al.*, 1997; Audoine *et al.*, 2000] が行われ、マントルだけではなく地殻にも異方性が存在すること、マントル深部の異方性はマントル上部(200km以浅)に比べて小さいこと、とくに下部マントルではD'層を除き異方性は全く検知できないこと、などが明らかになってきた [たとえば、Savage, 1999]。

異方性の原因としては、流体を含むクラックの選択配向や異方性鉱物の選択配向が考えられてきた [たとえば、Crampin, 1994; Silver, 1996; Savage, 1999]。流体を含むクラックは応力に敏感であり、差応力の条件下では最大圧力軸方向に平行なクラック面をもつクラックが主に分布する [たとえば、Christensen, 1966; Nur and Simmons, 1969; Nur, 1971] ため、異方性が生じると考えられている。クラックによって異方性が生じている場合には、最大主圧力軸方向と速いS波の振動方向が平行になる。一方、鉱物の選択配向によっても異方性が生じることが知られている。地殻・マントルを構成する多くの鉱物は異方性を示し、上部マントルを構成する鉱物の中ではオリビンがもっとも大きな弾性的異方性をもち、か

つ塑性変形もしやすい [たとえば, *Nicolas and Christensen*, 1987]. マントル内の剪断流動によって大きな歪が生じていれば, オリビンの *a* 軸が流動方向にはほぼ平行になると考えられている [たとえば, *Zhang and Karato*, 1995; *Savage*, 1999]. そのような場合, 速い S 波の振動方向は対流の方向とはほぼ平行になることが期待される [たとえば, *McKenzie*, 1979; *Ribe*, 1992]. しかし, 最近になって, 歪とオリビンの 選択配向方向の関係は, 応力の大きさ, 水の量などによって異なり, 単純ではないことがわかってきた. [*Savage*, 1999; *Jung and Karato*, 2001]. 世界中で行われてきた S 波偏向異方性の解析によると, 地殻内の異方性はクラックの選択配向による可能性が高いと考えられており [たとえば, *Crampin*, 1994], 上部マントルの異方性は応力場やマントル内の流動との関連で多様な解釈がなされている [たとえば, *Savage*, 1999].

日本列島下の異方性構造についても, 多くの研究が行われてきた [たとえば, *Ando et al.*, 1983; 安藤, 1986; *Kaneshima et al.*, 1987, 1988; *Kaneshima*, 1990; *Okada et al.*, 1994, 1995; *Iidaka and Obara*, 1995, 1997; *Fough and Fischer*, 1996; *Hiramatsu and Ando*, 1996; *Hiramatsu et al.*, 1997, 1998; *Tadokoro et al.*, 1999; 小菅・置田, 2001]. *Ando et al.* [1983] は, 稍深発地震を用いた S 波偏向異方性解析を行い, 中部日本の異方性構造を推定した. その結果, 北部の観測点では速い S 波の振動方向はほぼ南北, 南部の観測点ではほぼ東西を示すことを明らかにした. 安藤 [1986] では, *Ando et al.* [1983] の結果と地震波速度構造 [*Hirahara et al.*, 1989] を比較し, *Ando et al.* [1983] で観測された異方性領域は地震波低速度域と対応することを指摘し, 異方性の原因は選択配向したメルトであると推定した. 安藤 [1986] は, マントルに 2 vol% のメルトが存在すれば観測された S 波スプリッティングを説明できるとした. 東北日本では *Okada et al.* [1995] が稍深発地震を用いて S 波偏向異方性解析を行い, 速い S 波の振動方向は前弧側の観測点 (火山フロントよりも海溝よりの観測点) では主に南北, 背弧側の観測点 (火山フロントよりも背弧側にある観測点) では主に東西を向くことを明らかにした. *Okada et al.* [1995] は, 観測された S 波スプリッティングの原因として, 背弧側の異方性は選択配向したメルト, 前弧側の異方性はオリビンの選択配向を提唱している.

地殻内の浅発地震を用いた S 波偏向異方性解析では, 観測点への入射角の制限のため観測点直下で発生している地震しか用いることができないという欠点があり, さらに浅発地震はその発生場所が偏っている [たとえば, *Hasegawa et al.*, 2000] ため, 従来の観測網によるデータでは浅発地震を用いた解析はほとんどできなかった. また, 稍深発地震を用いた解析でも, 観測点間隔が疎であったため, 観測された S 波スプリッティングの空間変化の詳細なパターンを明らかにすることは困難であった. しかしながら, 東北地方中央部では, 1997 年 10 月から 1999 年 6 月にかけて「東北脊梁山地合同地震観測・構造探査実験」[長谷川・平田, 1999] の一環として, 非常に稠密な観測網が構築された. 臨時観測で構築された稠密な観測網のデータを用いることにより, 問題点を克服し, 異方性構造の詳細な

空間変化のパターンを得られると期待される。地震波異方性構造は地震波速度や地震波減衰とともに地球内部状態を反映する重要な物理量の一つであり、地震波速度構造や減衰構造ではわからないマントル内の対流や応力場に関する情報を含んでいる。本章では、東北日本で発生した稍深発地震と浅発地震の波形記録を用いて S 波偏向異方性解析を行い、地殻・マントルの異方性構造を明らかにすることを目的とする。

5-2 データと解析手法

図 5-1 に解析に用いた観測点を示す。解析には東北大、気象庁の観測点に加えて、97-99 東北脊梁山地合同地震観測・構造探査実験 [長谷川・平田, 1999] の一環として設置された観測点で得られた波形データを用いた。すべての観測点とも 3 成分 100Hz サンプリングである。解析に用いた地震の震源を図 5-2 に示す。東北大学微小地震観測網で決定された地震の中から、1997 年 10 月～1999 年 6 月に発生した北緯 38-41 度、東経 139.5-142.2 度内の地震（稍深発地震は $M > 2.5$; 浅発地震は $M > 1.8$ ）を選択した。解析の際には地表付近での S-P 変換波の影響を避けるため [Booth and Crampin, 1985], 東北大学微小地震観測網のルーチン処理で用いられている速度構造 [Hasegawa *et al.*, 1978b] に対する各観測点への入射角が 35 度以内の地震を用いた。

S 波スプリッティングのパラメータ（速い S 波の振動方向と 2 つの S 波の時間差）を推定する方法はいくつか提案されているが、ここでは、Okada *et al.* [1995] と同様に、cross-correlation 法 [たとえば、Bowman and Ando, 1987; Shih and Meyer, 1990] を用いた。この方法は、観測された水平 2 成分を速い S 波の振動方向、または遅い S 波の振動方向に座標を回転させれば、分離した 2 つの波の波形が似た形になることを利用した方法である。具体的には、2 つの水平成分の座標系を水平面内で回転させた波形を計算し、それをある時間差だけずらした場合の相互相関係数を計算する。そして、相互相関係数が最大になる回転の角度 ϕ と時間のずれ dt をグリッドサーチにより推定するという方法である。グリッドサーチの範囲は ϕ については 5 度刻みで 0-180 度まで、 dt については 0.01 秒（1 サンプル）刻みで 0 秒から 1 秒とした。なお、Okada *et al.* [1995] と同様に、グリッドサーチの結果、相互相関係数の最大値が 0.8 を超えない波形データは以後の議論には用いない。解析には、水平動 2 成分の速度波形記録に 2-8 Hz のバンドパスフィルターをかけた波形を用いた。それらに対して、前述の方法で S 波スプリッティングのパラメータを推定した。一例を図 5-3 に示す。日本海側の観測点 HOJ で稍深発地震を解析した際の結果である。観測された水平 2 成分では振動軌跡が楕円偏向しているが、速い S 波とそれに直交する方向に座標系を回転させた後は振動軌跡がほぼ直線になっていることがわかる。相互相関係数を計算するウィンドウはそれぞれの波形において S 波初動がほぼ 1 サイクル分入るように個々に設定した。波形の S/N がよく、S 波初動が明瞭なものを目視によって選択し、解析に用いた。

5-3 結果

5-3-1 稍深発地震の解析

稍深発地震を用いた解析の結果、東北地方中央部に設置されている観測点 72 点（図 5-1 の赤と青の観測点）で S 波スプリッティングを観測することができた。S 波スプリッティングを特徴づけるパラメータである速い S 波の振動方向（以後、 ϕ とする）と速い S 波と遅い S 波の時間差（以後、 dt とする）を推定できた地震と観測点の組み合わせは 1843 である。観測点ごとに推定された ϕ を 15 度ずつのウィンドウでカウントし、 ϕ の rose diagram を作成した。図 5-4 は得られた rose diagram の一例である。背弧側の観測点では ϕ は東西方向、前弧側の観測点では南北を向くものが多い、また、その間の脊梁山地付近の観測点では南北と東西が混在している。このような特徴は、Okada et al. [1995] で得られた結果と調和的である。今後、 ϕ と dt を議論していくわけであるが、観測点数が 72 点と非常に多いため、各観測点における rose diagram を用いて ϕ の結果を議論していくことは効率的ではない。そこで、それぞれの rose diagram において 45 度のウィンドウを 5 度ずつ移動させながらウィンドウ内に入る度数をカウントし、その度数が最大になるウィンドウの中央の角度をその観測点における ϕ の最頻値の方向として定義し、今後の議論に用いることにする。図 5-4 の灰色の実線はこのようにして決定した ϕ の最頻値の方向である。各観測点で得られた ϕ の rose diagram から ϕ の最頻値の方向を決定し、それを観測点の位置にプロットした結果が図 5-5(a) である。なお、すべての観測点における ϕ の rose diagram は補遺（図 A）に載せてある。図 5-5(b) は各観測点における dt の平均値、図 5-5(c) は各観測点における観測データの数である。各観測点での ϕ の最頻値の方向には顕著な空間的特徴がある。背弧側の観測点ではその方向はほぼ東西を向くのに対し、前弧側の観測点では南北を向くものが多い。図 5-5(b) に示すように、各観測点における dt の平均値は、前弧側の観測点では小さくおよそ 0.04-0.08 秒程度であるのに対し、背弧側の観測点ではそれよりもやや大きい値（0.1-0.2 秒程度）である。解析に用いた地震の数は、背弧側の観測点では 30-60 程度、前弧側の観測点では 50-90 程度である。内陸部に観測データの数の少ない観測点がいくつかあるが、それらの観測点では波形の S/N が悪く、S 波スプリッティングのパラメータをあまり多く推定できなかった。

5-3-2 浅発地震の解析

図 5-6 に浅発地の震解析の結果を示す。図 5-6(a) は ϕ の最頻値の方向である。最頻値の方位を計算するのに用いた各観測点での ϕ の rose diagram は、補遺（図 B）に示してある。この結果をみると、背弧側の観測点では稍深発地震解析の結果と同様に最頻値の方向は東西を向くものが多い。ただし、中には南北方向を示す観測点もある。前弧側の観測点では ϕ の最頻値の方向はかなりばらついている。特に北上山地に位置する観測点や宮城県北部

の観測点でばらついているように見える。dt の平均値は背弧側および前弧側の観測点で大きな相違はなく、全体として 0.02-0.1 程度の値を示す (図 5-6b)。全観測点での平均値は 0.04 秒である。各観測点で推定に用いられた地震の数 (図 5-6c) をみると、宮城県北部の観測点を除いて 10 個以下の場合が多い。これは、浅い地震が地域的に偏って発生していること、観測点への波線の入射角が 35 度以内という制約があるためほぼ観測点直下の地震しか解析に用いることができないことによる。

5-4 議論

本解析で得られた S 波スプリッティングのパラメータ (ϕ の最頻値の方向と dt) の特徴をまとめると表 5-1 のようになる。稍深発地震の解析の結果では、背弧側の観測点では ϕ の最頻値の方向はほぼ東西、dt は 0.1-0.2 秒である。これに対し、前弧側の観測点では ϕ の最頻値の方向は南北を向く場合が多く、dt は 0.1 秒以下である。一方、浅発地震の解析の結果では、背弧側の観測点では ϕ の最頻値の方向は東西を向く場合が多い。これに対し、前弧側の観測点ではばらついており明瞭な特徴はみられない。時間差 dt は稍深発地震の解析の結果のような系統的な変化はみられず、ややばらつきはあるが平均で約 0.04 秒である。補遺に示すように、 ϕ の rose diagram はややばらつく観測点もあるが、各観測点での ϕ の最頻値の方向をその観測点で観測された S 波スプリッティングの速い S 波の振動方向と考え、今後の議論を進める。

5-4-1 浅発地震で観測された S 波スプリッティングの原因

地殻内の自然地震を用いたこれまでの S 波スプリッティングの研究 [たとえば, Crampin *et al.*, 1980; Booth *et al.*, 1985; Kaneshima *et al.*, 1988; Kaneshima, 1990; Okada *et al.*, 1994; Tadokoro *et al.*, 1999] から、以下ような特徴が明らかにされた [たとえば, Kaneshima, 1990; 金嶋, 1991]。 (1) 地殻内では震源域 (深さ 5-15 km) よりも浅部に強い異方性がある。 (2) 多くの観測点では速い S 波の振動方向とその地域の水平圧縮応力軸方向とはほぼ一致する。このことは、異方性が最大主圧力軸方向に平行なクラックによって生じていることを示唆する。 (3) 分離した 2 つの S 波の時間差はほとんどの観測点で 0.2 秒以下であり、上部地殻内に一様に異方性が存在するならば異方性の強さは最大で約 5% である。過去の研究からは地殻内の異方性の原因としては差応力によって生じるクラックの選択配向が考えられている。

本解析で得られた各観測点における速い S 波の振動方向に、地殻内の微小地震のメカニズム解の P 軸の分布 [小菅, 1999] を重ねた結果を図 5-7 に示す。地殻内で発生している微小地震の P 軸は脊梁山地の西側では東西、北上山地では南北を向いているものが多いという特徴があり、宮城県北部地域では P 軸の方向がややばらついている。東西方向の P 軸はプレートの沈み込みから期待される方向とほぼ一致する。北上山地で P 軸が南北方向に向

く理由は明らかになっていないが、国土地理院による最近 10 年間の測地測量の結果でも南北短縮を示しており、その結果とは矛盾しない。また、近年の GPS 観測の結果 [佐藤・他, 2002] でも北上山地で南北短縮歪がみられる。しかし、北上山地全域で南北短縮歪が卓越しているわけではなく、過去 110 年間の国土地理院の三角・三辺測量 [多田, 1996] では南北伸張歪がみられており、北上山地の応力場はかならずしもよくわかっていない。

浅発地震の解析で得られた速い S 波の振動方向は脊梁山地の西側の観測点ではほぼ東西であり、微小地震のメカニズム解から推定された最大主圧力軸方向とはほぼ一致する。この結果は、速い S 波の振動方向とその地域の最大主圧力軸方向が一致するという過去の研究結果 [たとえば, Kaneshima, 1990] と調和的であり、ここで観測された S 波スプリッティングが最大主圧力軸方向に選択配向したクラックによる異方性によって生じていることが推測される。観測された S 波スプリッティングの時間差はややばらつきはあるが平均で 0.04 秒であり、もし異方性が震源域（深さ 10 km 前後）より浅い領域に一樣に分布するなら異方性の強さは約 1.5% である。これはこれまで多くの地域で得られている異方性の強さ 1.5-5% の範囲 [たとえば, Kaneshima, 1990; Crampin, 1994; Cassidy and Bostock, 1996; Gledhill and Sturt, 1996] に入るが、小さい方である。東北日本で発生する地殻内の微小地震の多くは逆断層型の地震であり、最小主圧力軸はほぼ鉛直であると考えられるため、クラック面は水平に近いことが期待される。観測される東北日本の地殻内の異方性があまり強くないのは、クラックがそのように配向しているためかもしれない。なお, Kaneshima [1990] は、地殻における異方性のその他の原因として、断層面に平行に配向したクラックや破碎帯を挙げているが、本解析領域内の断層のほとんどは南北走向のため、観測された東西に速い S 波の振動方向を示す S 波スプリッティングが断層面に関係した異方性である可能性は低いと考えられる。

宮城県北部地域では速い S 波の振動方向が近傍の観測点同士で異なる結果が得られている。この地域は微小地震活動が活発であるため [たとえば, Hasegawa et al., 200], 解析に用いた地震の数も他の地域に比べて多く、信頼度の高い推定結果が得られていると考えられる。図 5-7 をみると、宮城県北部で発生する地震の P 軸はばらついており、この地域の応力がより短い空間スケールで変化していることを示唆する。もし応力がより短い空間スケールで変化しているなら、クラックもそれに応じて空間的に配向方向が変化していることが予測され、観測された S 波スプリッティングはそのような局所的な応力場の不均質によって生じているのかもしれない。またこの地域では、1900 年に M7.0、1962 年に M6.5 の地震が発生しており [河野・他, 1993], 茂木 [1985] が指摘している男鹿-牡鹿活構造線上にも位置していることから、地下構造が他の領域に比べて複雑になっている可能性もある。もしこの地域の構造が複雑であり、様々な方向を向いた微小な弱面が多数あれば、Kaneshima [1990] が指摘しているような断層面に沿って並んだクラックによって複雑な異方性のパターンが形成されていることも考えられる。

北上山地に分布する観測点で得られた速い S 波の振動方向は、南北を向いているものと東西を向いているものが混在している。Okada [1994] では、MYK, SNR で速い S 波の振動方向が南北を向く結果が得られており、今回の結果はそれと矛盾しない。内陸部で、速い S 波の振動方向が隣接した観測点同士で異なる結果が得られているが、この地域では地震があまり発生しないため使用したデータ数が少なく、応力状態を反映した結果かどうか分からない。しかし、小菅 [1999] による微小地震の P 軸の向きは北上山地では南北を向くものもあること、佐藤・他 [2002] による GPS 解析でも南北圧力歪が観測されていることなどから、北上山地下では南北圧力の応力場が形成されている可能性がある。

5-4-2 稍深発地震で観測された S 波スプリッティングの原因

S 波偏向異方性解析では、S 波スプリッティングを生じる原因となった異方性が波線に沿ったどの深さに分布するのかわからない。しかし、背弧側の観測点では、稍深発地震の解析から得られた S 波スプリッティングの速い S 波と遅い S 波の時間差が、浅発地震の解析で得られた時間差よりも大きい（表 5-1）ことから、上部地殻の地震発生層よりも深部に異方性が存在することが推測される。一方、表 5-1 をみるとわかるように、前弧側の観測点で観測された S 波スプリッティングの時間差は、浅発地震と稍深発地震であまり差が大きいという特徴がある。ここでは、稍深発地震で観測された S 波スプリッティングの原因を前弧側の観測点と背弧側の観測点で別々に議論していく。

上記のように、背弧側では上部地殻の地震発生層だけでなく、それより深部にも異方性が存在すると考えられる。解析には沈み込むスラブ内で発生した稍深発地震を用いており、地震発生層よりも深部で異方性が存在する可能性があるのは、震源から観測点までの波線が通過するスラブ、マントルウエッジ、地震発生層以深の地殻ということになる。Kaneshima [1990] は日本列島における地殻内の異方性を調べ、S 波スプリッティングの時間差は震源の深さが深くなるにつれて増加するが、震源の深さが 15 km を超えると顕著な増加はみられなくなることを見出し、地殻内の異方性は主に深さ 15km 以浅に存在すると指摘した。つまり、地震発生層より深部の地殻では、観測された S 波スプリッティングを生じさせるような異方性はあったとしても弱いことが推測される。

観測された S 波スプリッティングの時間差とマントルウエッジ、スラブ内の波線の長さとの関係を図 5-8 に示す。ここでは、Nakajima et al. [2001a] の S 波速度構造を用いて 3 次元波線追跡を行い、各領域内での波線の長さを計算した。図 5-8(a) から、マントルウエッジを伝播する波線の距離が長くなると時間差もやや大きくなる傾向があることがわかる。相関係数は 0.44 である。一方、図 5-8(b) で示すように、スラブ内を伝播する波線の距離が長くなっても時間差はあまり変化せず、観測された時間差とスラブ内を伝播する波線の長さの間には相関がないようにみえる。スラブにも異方性が存在することが知られている [たとえば、Tanimoto and Anderson, 1984; Hiramatsu and Ando, 1996; Hiramatsu et al., 1997]

が、図 5-8 でみられるように、スラブ内を伝播する距離と時間差に相関が見られないこと、解析で用いた波は概してマントルウエッジを伝播する距離の方が長いことから、本解析で観測された稍深発地震の S 波スプリッティングは主にマントルウエッジに存在する異方性によって生じていると推測される。これは *Okada et al. [1995]* の結果と調和的である。

これまで述べてきたことから、稍深発地震で観測された S 波スプリッティングは主にマントルウエッジにある異方性に起因すると考えられる。異方性の原因としては、(1) 流体を含むクラックの選択配向、(2) 鉱物（特にオリビン）の選択配向、が考えられる [たとえば、*Savage, 1999*].

第 4 章における解析により、流体を含むクラックがマントルウエッジに分布することが推定されている。これらの流体を含むクラックが選択的に配向していれば、S 波の偏向異方性を生じさせる。クラックの配向方向は差応力に支配され、クラック面の法線は最大主圧力軸方向と直交し、最小主圧力軸と平行になると考えられている [たとえば、*Nur, 1971*]. マントルウエッジ内の応力場はよくわかっていないが、たとえば *Furukawa [1993]* の数値シミュレーションの結果によると、背弧側の深さ 100km 以浅では最大主圧力軸はほぼ鉛直である。観測された S 波スプリッティングが差応力によって配向したクラックによるものであるなら、最小主圧力軸は海溝軸に平行なはずである。一方、*Fischer et al. [2000]* は、トンガ沈み込み帯におけるマントル対流のシミュレーションを行い、最小主圧力軸は海溝軸とはほぼ直交すると指摘している。そのような差応力下では、メルトを含むクラックの選択配向によって生じる S 波スプリッティングの速い S 波の振動方向は、海溝軸とはほぼ平行になり観測値と矛盾するため、彼らは観測された S 波スプリッティングはオリビンの選択配向が原因であると結論づけている。東北日本下のマントルウエッジにおいても、トンガのマントルウエッジと同様の差応力が働いていれば、観測された S 波スプリッティングは、メルトを含むクラックの選択配向では説明できないことになる。また、*安藤 [1986]* も、メルトを含むクラックの選択配向が異方性の原因であるならば、東北地方では南北に振動する S 波が速く到着する可能性を指摘している。これらを考慮に入れると、マントルウエッジのメルトを含むクラックが、背弧側の観測点で観測された S 波スプリッティングの主要な要因ではないと推測される。

観測された S 波スプリッティングの原因として、もう一つ、オリビンの選択配向が考えられる [たとえば、*Yang et al., 1995; Marson-Pidgeon et al., 1999; Fischer et al., 2000; Hall et al., 2000; Hartog and Schwartz, 2000*]. マントルウエッジの深さ 200km 程度までは、鉱物の塑性変形は転移クリープが卓越すると考えられており [*Karato and Wu, 1993*], 異方性の原因となる。単純剪断場におけるオリビンの実験結果 [たとえば、*Zhang and Karato, 1995; Zhang et al., 2000*] によると、歪が比較的大きな場合にはオリビンの a 軸は対流の方向とはほぼ平行になる。実際に沈み込み帯や海嶺におけるオリビンを調べた結果でも、オリビンの a 軸に平行に振動する S 波が速いことがわかっている [たとえば、*Ji et al., 1994; Ismail and*

Mainprice, 1998]. 東北日本のマントルウエッジには、スラブにほぼ平行な地震波速度低速度域 [Zhao et al., 1992; Nakajima et al., 2001a] が分布しており、それはスラブの沈み込みによって誘発された二次対流によって形成されたものと考えられている [たとえば, Hasegawa et al., 1991; Zhao et al., 1992; Nakajima et al., 2001a]. 流れの境界では流れの方向に単純剪断が働いていると考えられ [たとえば, Ribe, 1989; Zhang and Karato, 1995], 上記の低速度域が上昇流部分であるとする、その周辺部でプレートの沈み込み方向にほぼ平行にオリビンの a 軸が並んでいると推測される。もしそうであれば、速い S 波の振動方向はオリビンの a 軸と平行になるため、観測結果を説明することができる。

稍深発地震の解析において、速い S 波の振動方向が南北に卓越するのは、主に北上山地と宮城県北部に位置する観測点である (図 5-5)。このような南北に振動する S 波が速く到着する S 波スプリッティングは、Okada et al. [1995] でも得られている。表 5-1 に示すように、前弧側の観測点では稍深発地震で観測された S 波スプリッティングの時間差と浅発地震のそれはあまり差がない。このことは、地震発生層以深でほとんど S 波スプリッティングが生じていないことを意味するが、解析に用いた地震の数が少なく、地震発生層およびその浅部の異方性構造の推定精度があまり良くないため、このことだけから前弧側のマントルウエッジでの S 波スプリッティングの強さを議論することは難しい。ただし、地震波速度トモグラフィーの結果 [Nakajima et al., 2001a] では、前弧側のマントルウエッジには顕著な低速度域は存在しない。このことは、前弧側では単純剪断を伴うようなマン托ルの対流はほとんどないことを示しているのかもしれない。もしそうであれば、オリビンの選択配向はほとんど生じない。したがって、オリビンの選択配向による S 波スプリッティングはほとんど観測されないことになり、観測結果と一致する。

5-5 まとめ

本節では、東北日本中央部に密に配置された観測点で得られた浅発地震と稍深発地震の波形データを用いて S 波偏向異方性解析を行った。その結果、浅発地震から推定した速い S 波の振動方向は火山フロントよりも背弧側の観測点ではほぼ東西であるのに対し、前弧側の観測点ではやや方向がばらつくものの、南北を示す場合が多い。時間差は平均で 0.04 秒であり、地域的な差異はあまり認められなかった。背弧側の観測点で観測された速い S 波の振動方向は、微小地震のメカニズム解の P 軸の方向と一致しており、観測された S 波スプリッティングは差応力下で選択配向したクラックによって生じていると推測される。前弧側の観測点で得られた速い S 波の振動方向がばらついているのは、背弧側に比べて応力場が複雑になっているためかもしれない。ただし、推定に用いた波形データ数はあまり多くなく、今後さらに解析を進め、より信頼度の高い異方性構造を推定する必要がある。

稍深発地震の波形データを用いた解析では、背弧側の観測点では速い S 波の振動方向はほぼ東西であり、各観測点における速い S 波と遅い S 波の時間差の平均値は 0.1-0.2 秒で

あった。この時間差は、浅発地震の波形データを用いて推定した結果よりも有意に大きく、マントルウエッジに異方性が存在することを示している。マントルウエッジ内には、プレートの沈み込みに伴う誘発対流によって単純剪断場が形成され、それによりオリビンの a 軸が対流の方向とほぼ平行に選択配向していることが推測されるが、それが観測された S 波スプリッティングの主な原因であると考えられる。

表 5-1. 得られた S 波スプリッティングパラメータの特徴

	稍深発地震		浅発地震	
観測点の位置	背弧側	前弧側	背弧側	前弧側
ϕ の最頻値の方向	ほぼ東西	ほぼ南北	ほぼ東西	混合
dt [sec]	0.1-0.2	0.04-0.08	平均 0.04	

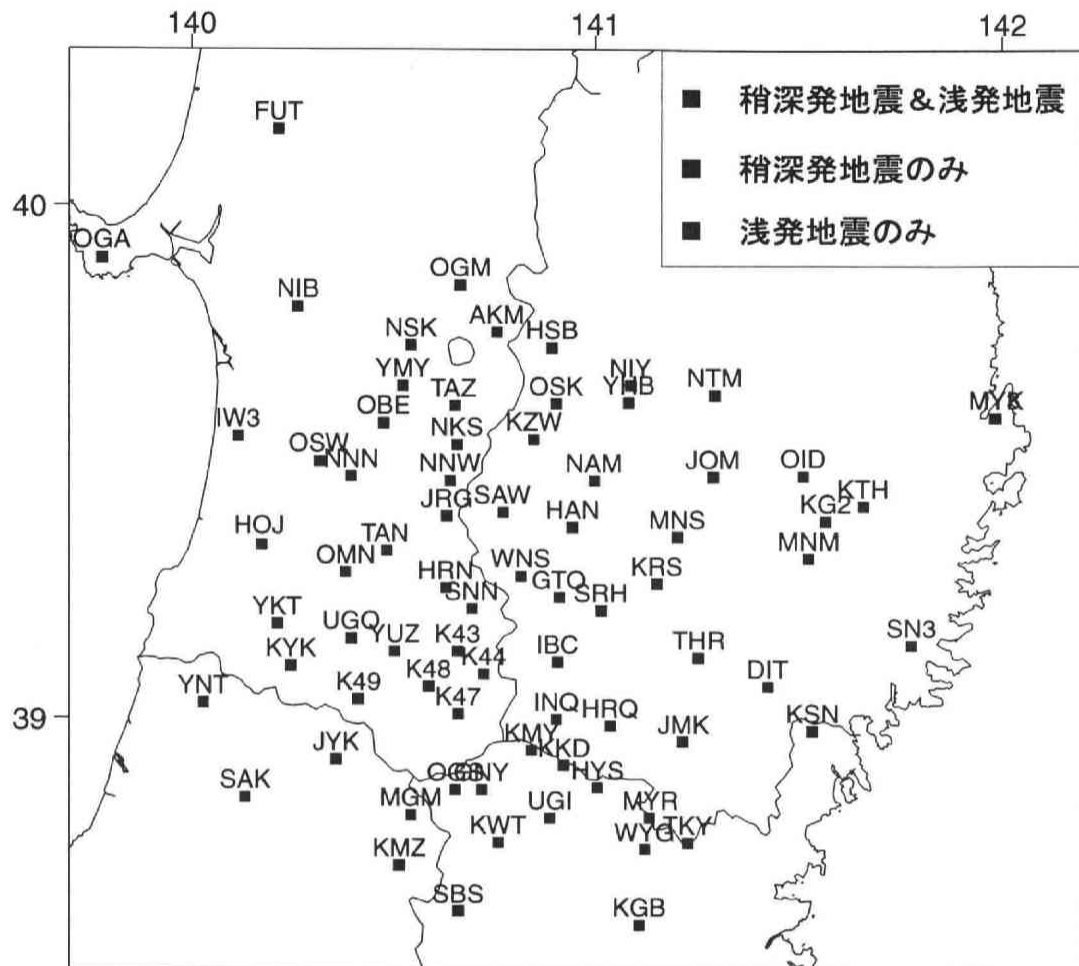


図5-1. 解析に用いた観測点分布. 3文字のアルファベットは観測点コードである. 東北大, 気象庁の観測点に加え, 1997-1999年に実施された「東北脊梁山地合同地震観測・構造探査実験」[長谷川・平田, 1999]の一環として設置された観測点も用いた. 赤は稍深発地震と浅発地震の両方を解析した観測点, 青は稍深発地震のみ, 緑は浅発地震のみを解析した観測点をあらわす. 稍深発地震は72点, 浅発地震は45点の観測点で解析を行った.

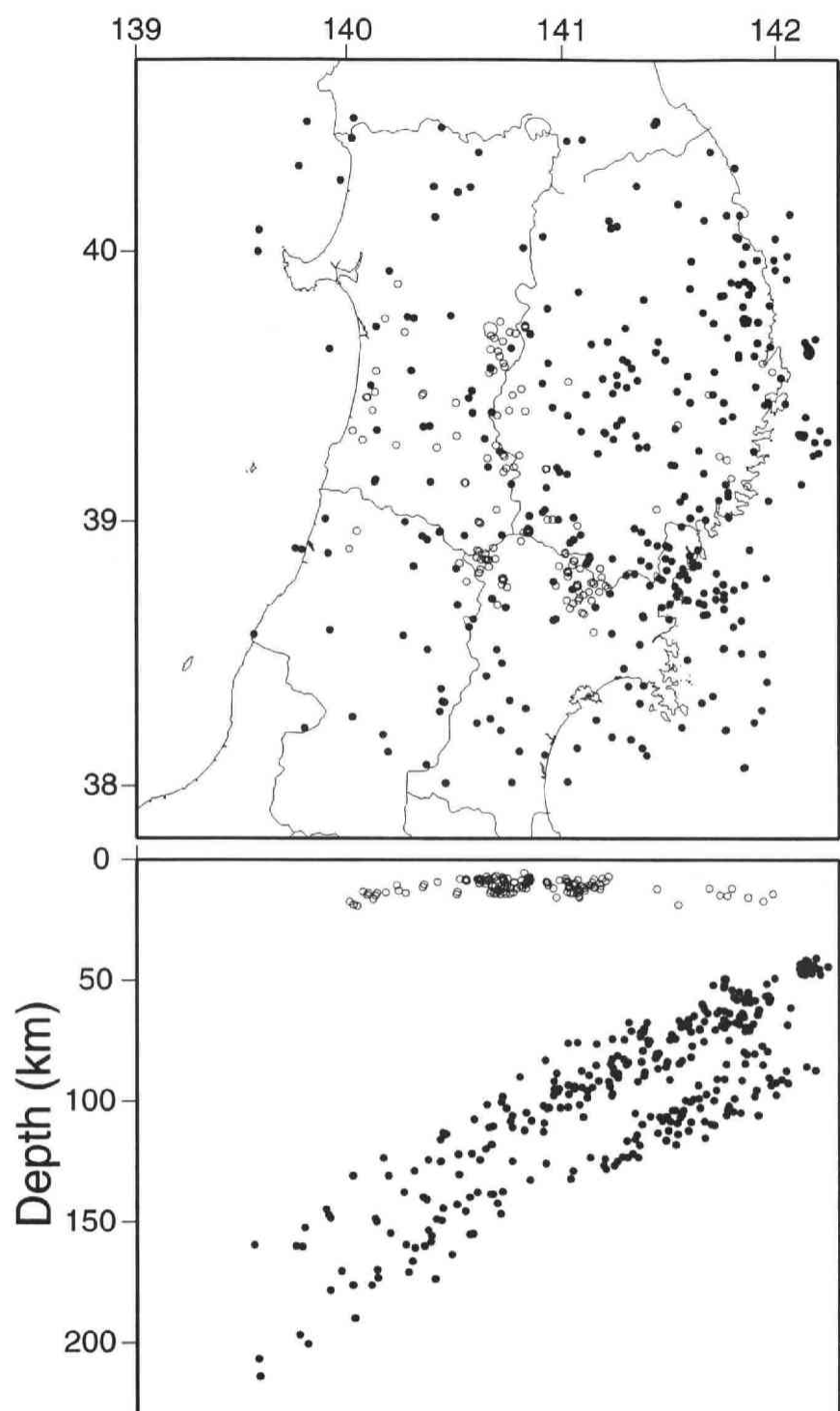


図5-2. 解析に用いた地震の震源分布. 白丸, 黒丸はそれぞれ浅発地震 (166個), 稍深発地震 (345個) をあらわす.

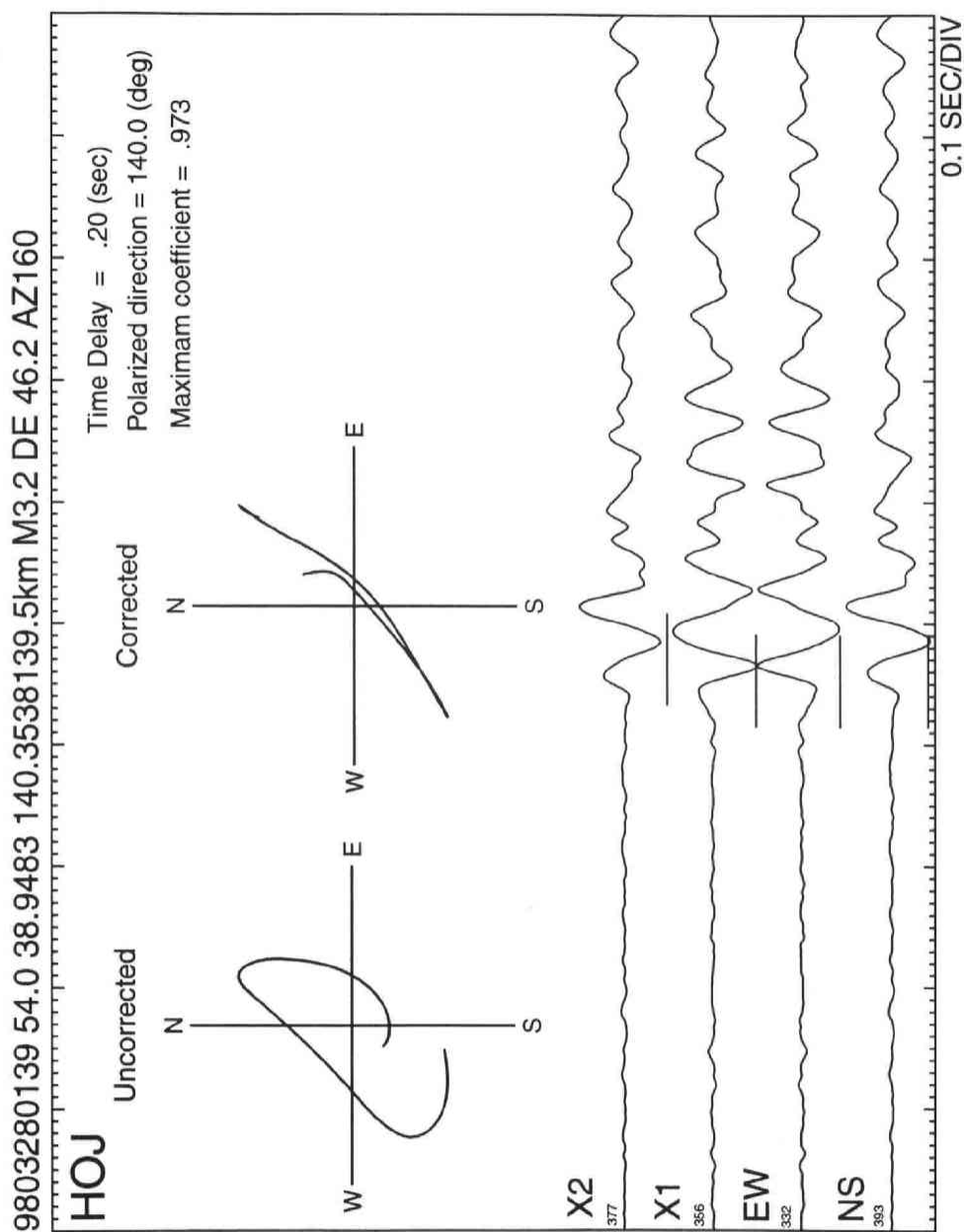


図5-3. スプリッティングパラメータ決定方法の一例。 稍深発地震を日本海側のHOJ観測点で記録した波形。 波形はS波を含む10秒間を示してある。 波形には2-8Hzのバンドパスフィルターをかけてある。 波形EW, NSは観測された水平動2成分であり、図に示してあるウインドウ内（黒線）での振動軌跡を上図に示してある(Uncorrected)。 波形X1, X2は観測された水平動2成分を水平面内で140度回転させた波形である。 黒線で示すウインドウ内での振動軌跡を上図に示してある(Corrected)。

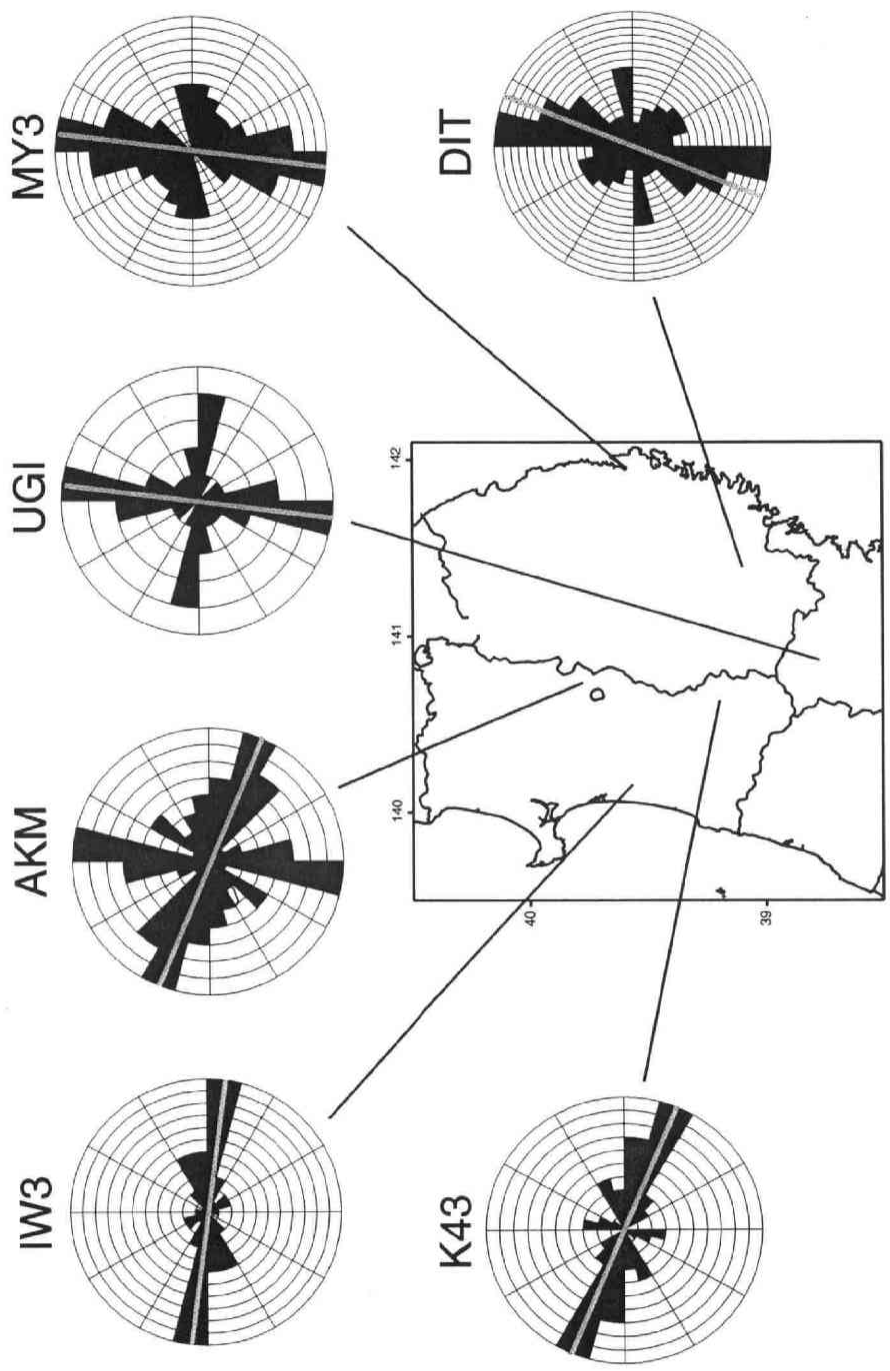


図5-4. 稍深発地震の波形記録から得られた各観測点における速いS波の振動方向の頻度分布 (rose diagram) の一例。
 1サンプルが1つの観測値をあらわす。速いS波の振動方向は背弧側の観測点では東西、前弧側の観測点では南
 北、脊梁山地付近の観測点では東西及び南北を示す傾向にある。灰色の線は ϕ の最頻値の方向を示す。

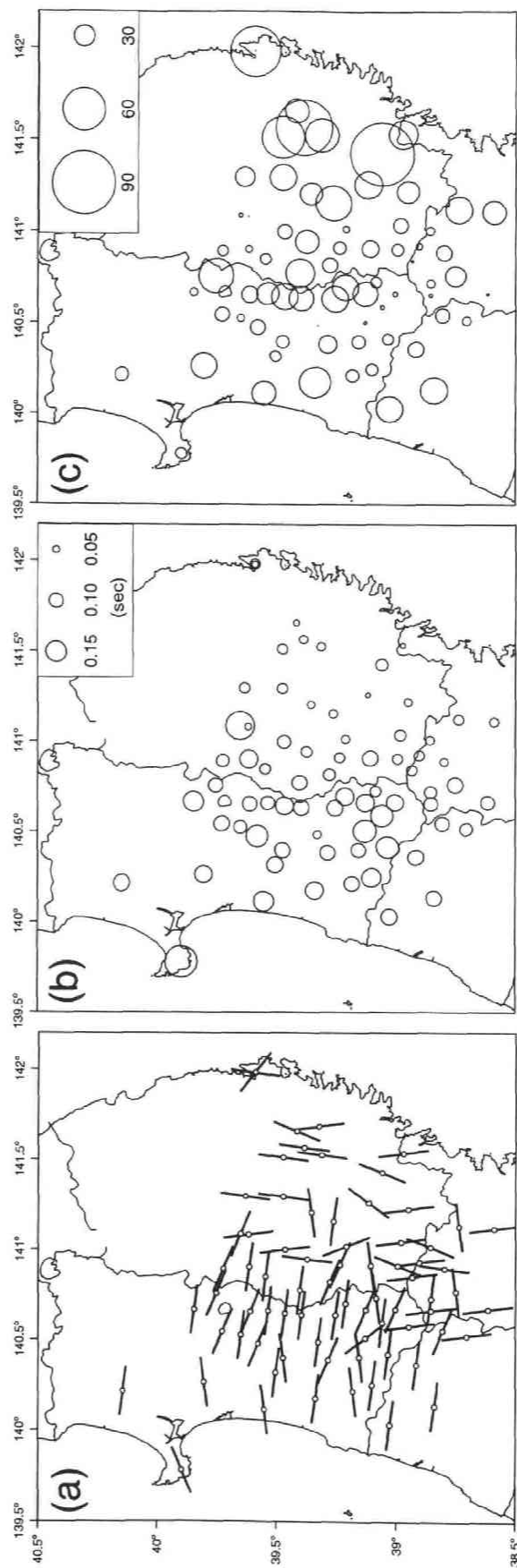


図5-5. 稍深発地震の解析結果. (a)各観測点における速いS波の振動方向の最頻値の方向. (b)各観測点における速いS波と遅いS波の時間差の平均値. (c)各観測点においてパラメータ推定に用いた地震の数.

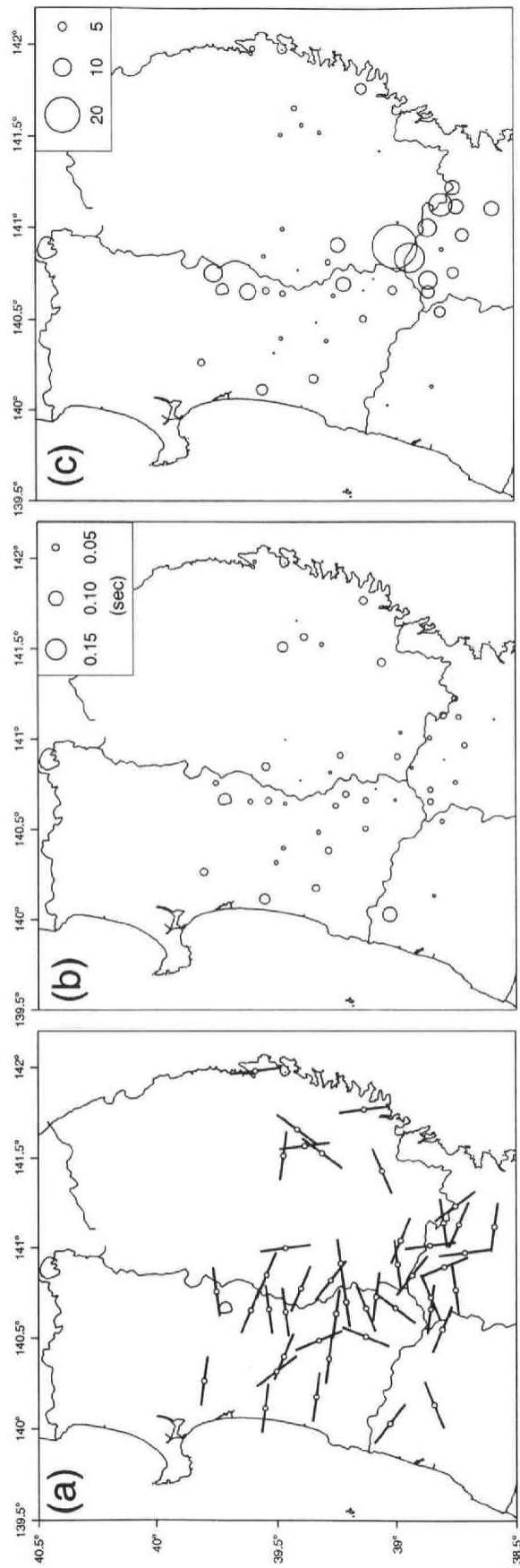


図5-6. 浅発地震の解析結果. (a)各観測点における速いS波の振動方向の最頻値の方向. (b)各観測点における速いS波と遅いS波の時間差の平均値. (c)各観測点においてパラメータ推定に用いた地震の数.

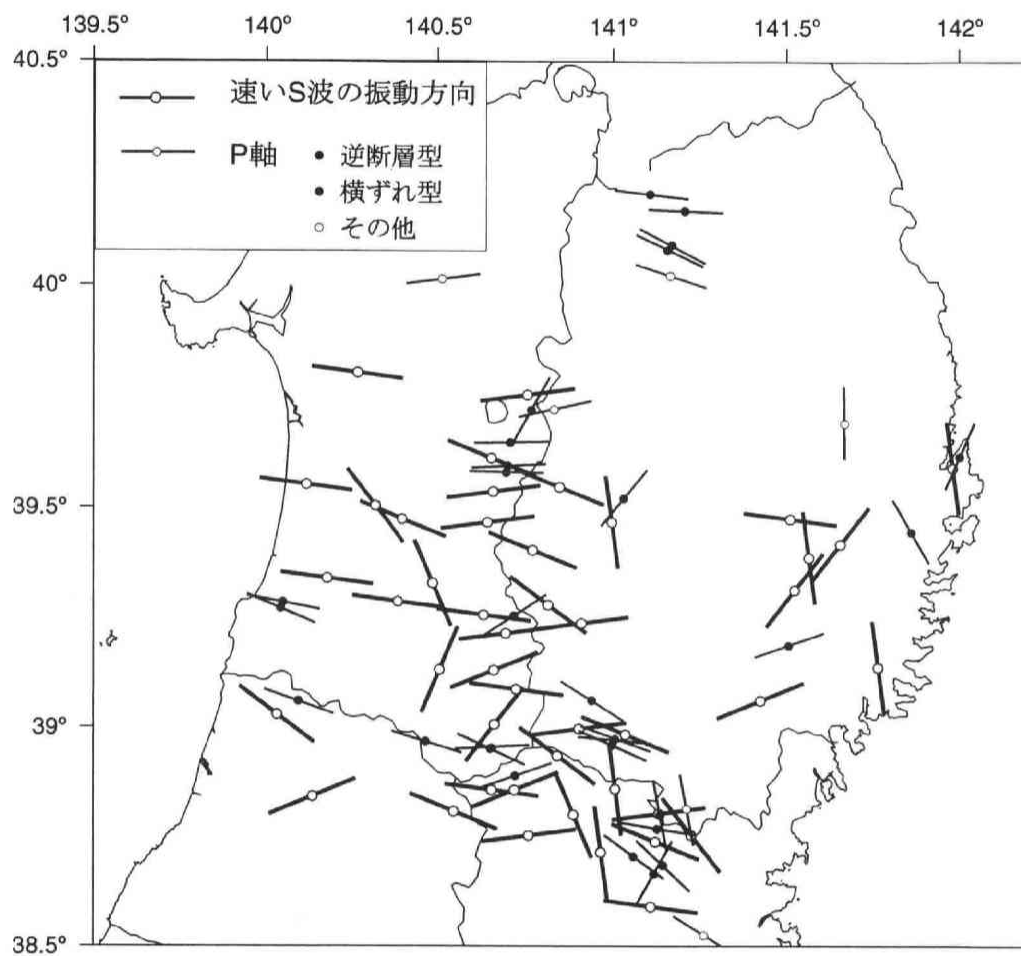


図5-7. 浅発地震の解析で得られた各観測点における速いS波の振動方向（黒線）と微小地震のP軸（赤線）[小菅, 1999]. P軸の中央の丸が震央の位置である. 丸の色は地震のタイプで分けてある. 青：逆断層型, 緑：横ずれ型, 白：その他.

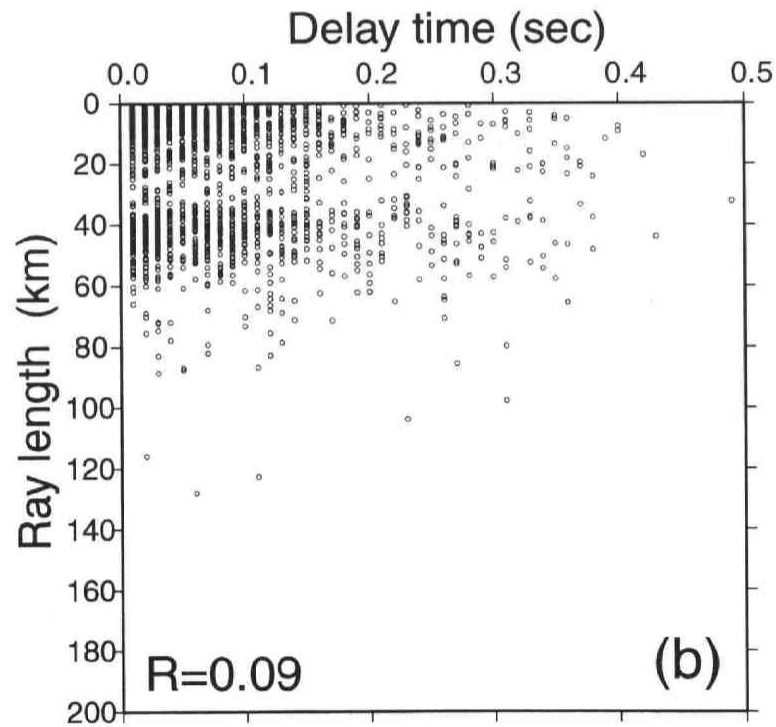
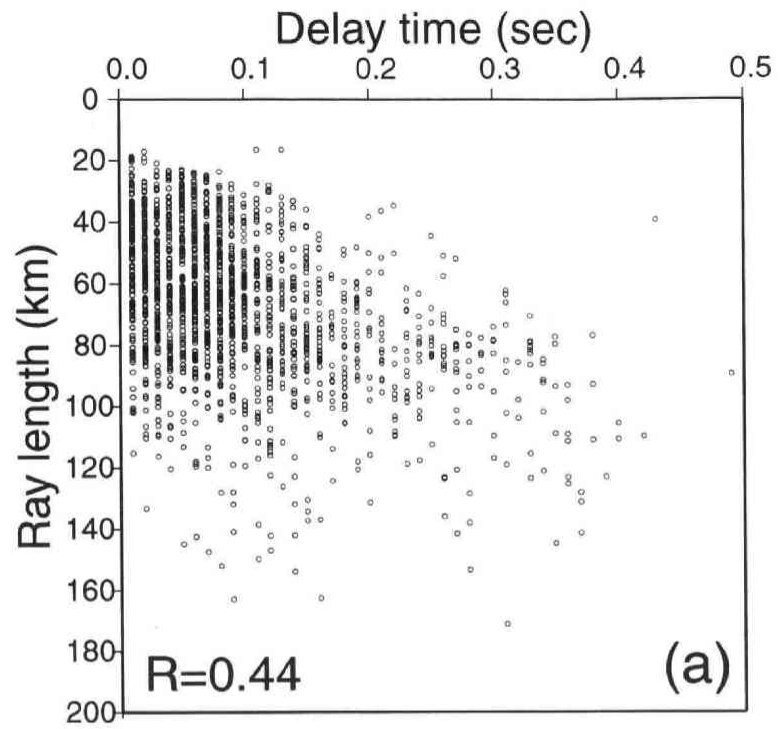


図5-8. 観測されたS波スプリッティングの時間差と各領域内の波線の長さ。背弧側の観測点について示す。(a) マントルウェッジ。(b) スラブ。

第6章 議論

6-1 マントルウエッジに分布する地震波低速度域内のメルトの形態

島弧は地球上で最も地震活動の活発な領域の一つであり、地震活動とともに火山活動や縁海の形成、プレートの沈み込みなど様々な活動が進行している。東北日本では、他の典型的な島弧と同様に火山帯が島弧走向方向に伸びており、島弧下でマグマが生成されていることを示している。

Kincaid and Sacks [1997] はマントル物質の粘性に温度依存があるモデルを用いてプレート沈み込みの数値シミュレーションを行い、プレートが沈み始めてから 600km に達するまでの間にどのような誘発対流が形成されるかを検討した。彼らの結果では、沈み込みが進行するにつれて誘発対流が発達するようになり、それはマントルウエッジのコーナーに向かって斜めに上昇すること、プレートの沈み込み速度が速い場合の方が遅い場合に比べ、マントルウエッジがより高温になること、スラブの到達深度が深くなるにつれて、マントルウエッジ内の高温域がより浅部まで上昇することが示されている。この結果は、東北日本のような古くて沈み込み速度が速いプレートが沈み込む島弧においては、斜めに上昇する高温の誘発対流がより浅部まで上昇することを示唆している。一方、沈み込むスラブ内の鉱物の脱水反応によって H_2O がマントルウエッジに供給されていると考えられている [たとえば, Tatsumi, 1986; Iwamori, 1998; Schmit and Poli, 1998]。スラブ内の鉱物の脱水反応によって H_2O をマントルウエッジに放出する温度・圧力条件は、鉱物により大きく異なることが知られている。近年の研究によれば、多量の H_2O がマントルウエッジに放出されるのは、前弧側のごく浅部を除くとスラブの深さが 150km 付近であると推定されている [たとえば, Schmit and Poli, 1998; Iwamori, 1998]。東北日本においては、沈み込むスラブの上面の深さ約 150km 付近に高 b 値域が存在することが明らかになった [Wyss et al., 2001; 弘瀬・他, 2002]。この深さは、多量の H_2O が放出される領域にはほぼ一致することから、スラブ内の鉱物の脱水反応によって生じた H_2O を反映していると推測された。

このように、東北日本弧のマントルウエッジにおいては、プレートの沈み込みに伴う誘発対流による高温物質の上昇、スラブ内の鉱物の脱水反応によって放出された H_2O の供給という、2 つの特徴的なプロセスが進行しており、その結果マグマが生成され、火山活動を引き起こすと考えられる。

東北日本弧は典型的な沈み込み帯に位置することもあり、その直下のマントルウエッジについてこれまで様々なモデルが提唱されてきた。図 6-1 にその例として、地震学的な拘束条件をもとに推定したモデル [Hasegawa et al., 1994]、岩石学的な拘束条件をもとに推定したモデル [Kushiro, 1987]、プレート沈み込みの数値シミュレーションから求められたモデル [Furukawa, 1993] を示す。背弧側のマントルウエッジには、顕著な地震波低速度・高減衰域が存在しており、これはプレートの沈み込みに伴う誘発対流の上昇部分であると考

えられている [Hasegawa *et al.*, 1991; Nakajima *et al.*, 2001a]. 地震学的な結果からだけでは、その領域にメルトが存在するか否かは定かではないが、Kushiro [1987] によると、地震波低速度・高減衰域と空間的に対応する領域に 2vol% のメルトが存在していることが示唆され、そこでの温度は 1100-1400℃ と推定されている。Furukawa [1993] によるプレート沈み込みに伴うマントル対流のシミュレーションで推定された最大主圧縮軸方向は、火山フロントよりも背弧側のマントルウエッジではほぼ鉛直、前弧側では水平に近くなるという特徴がある。最大主圧縮軸が鉛直に近い領域では、マグマはクラックなどの割れ目を通して容易に上昇することができると考えられることから、Furukawa [1993] はマントルウエッジの最大主圧縮軸方向の変化が火山フロントの位置を規定しているのではないかと指摘した。

第 4 章で述べたように、マントルウエッジの地震波低速度域内にはメルトが存在していると推測される。本研究で推定された地震波低速度域内のメルトのアスペクト比と体積率を図 6-2 に示す。図 6-2 をみると、断面 A と断面 F 以外では深さ 65km 付近でアスペクト比が相対的に小さくなっているように見える。低速度域内のメルトのアスペクト比は、深さ 40km 付近で 0.01-0.1、深さ 65km 付近では 0.05 以下、深さ 90km 付近では 0.1 前後である。アスペクト比が 0.1 より大きい場合、メルトは周囲の岩石と平衡な状態で存在している可能性がある [Takei, 2002]。低速度域の深さが 90km の領域は、その直下のスラブの深さは約 150km であり、スラブ内鉱物の脱水作用が活発であると考えられている深さに相当する [たとえば、Iwamori, 1998; Wyss *et al.*, 2001; 弘瀬・他, 2002]。もし、スラブからマントルウエッジに供給された H_2O がほぼ鉛直に上昇すれば、深さ 90km 付近でマントルウエッジ内の上昇流である誘発対流に合流する。深さ 90km 付近における温度は、カンラン岩のウエットソリダスよりも高温であるため (図 4-7, 4-8, 4-9)、 H_2O が添加されると部分熔融が生じると推測される。最初、メルトは鉱物と鉱物の粒間に生成され、その量が増えるとお互いに連結するようになる [たとえば、Waff and Bulau, 1979]。メルトが鉱物の粒界に存在する (濡れ角で特徴づけられる) 場合、周囲の鉱物と平衡な状態にあり、推定されたメルトの存在形態と調和的である。もちろん、スラブ内にはより深部まで H_2O を持ち込み、脱水反応を起こす鉱物がある [たとえば、Schmidt and Poli, 1998] ため、誘発対流内ではここで考えている領域よりも深い場所で、すでに部分的にメルトが生成されているかもしれない。その場合、深さ 90km 付近で H_2O の添加により、メルトの量がさらに増加する [Hirose and Kawamoto, 1995] であろう。

メルトの量が増えると、やがてはそれが上昇していく過程に移る。マントルウエッジでは、浅部ほど差応力が相対的に大きくなり、粒界に存在していたメルトは、クラックとして存在するようになる [Furukawa, 1993]。実際に、部分熔融下で生じたと考えられているカンラン岩の中にダイクやクラックの痕跡が見つかっており [たとえば、Nicolas and Jackson, 1982; 高橋, 1996]、それらのクラックはメルトの圧力によって生じたと考えられ

ている [たとえば, *Nicolas*, 1986]. メルトを含むクラックはやがて周囲のクラックと連結し, より大きなクラックとなる. その結果, メルトは粒間に存在する場合に比べて, 容易に固体から分離できるようになる. 固体から分離したメルトはその量が増えると浮力によって上昇を始めるであろう [*Furukawa*, 1993]. メルトがクラックなどの割れ目系を通して上昇するというメカニズムは, 深さ 65km 付近のメルトを含む空隙のアスペクト比が小さな値をとるという結果と矛盾しない. 上昇してきたメルトは物質境界 (密度境界) であるモホ面の直下に停留すると考えられる. トモグラフィーで明らかになったモホ面直下の火山フロントに沿った低 V_p ・低 V_s ・高 V_p/V_s 域 [*Nakajima et al.*, 2001a] は, 上昇してきたメルトの停留域に対応すると推測される.

このようなメルトの上昇メカニズムは, 各深さで得られたメルトの体積率の違いも説明することができる可能性がある. 深さ 90km 付近ではメルトは主に粒界に存在するため, その移動は粒界を伝わって行われる. 一方, 深さ 65km 付近では, メルトは主にクラックなどの割れ目系の中を移動するため, 粒界を伝わる場合に比べてその上昇速度ずっと速いことが期待される. メルトはその上昇速度が速く, この深さではそれほど停留しないため, 体積率があまり大きくならないのであろう. モホ面直下まで上昇してきたメルトは, そこに停留し, その一部は分化作用を伴いながら地殻内まで上昇していくと考えられる. そのため, モホ面直下におけるメルトの体積率はやや大きくなることが期待される. このように考えると, 深さ 90km と 40km 付近でメルトの体積率が大きく, 深さ 65km 付近ではやや小さいという結果が理解できる. ただし, ここで考えたメカニズムは, 東北地方南部で推定されたメルトの存在形態と体積率 (図 6-2g) をうまく説明することはできない. 第 4 章でも述べたが, 本研究で推定した流体分布や *Tsumura et al.* [2000] による減衰構造をみると, 東北地方南部のマントルウエッジは中部や北部のマントルウエッジとはその特徴がやや異なるように見え, マントルウエッジの性質が南部と北部では異なっているのかもしれない.

ここで考えたモデルの場合, 深さが約 90km 程度 (直下のスラブの深さは約 150km) で, H_2O が添加され部分熔融量が増大する. この考えが正しいとすると, 上昇流部分にあたる地震波低速度域において, 深さ約 90km 以浅ではそれよりも深い領域に比べてより低速度になることが期待される. マントルウエッジ深部まで推定されたトモグラフィーの結果 [*Zhao and Hasegawa*, 1993; *Zhao et al.*, 1994] では, 実際スラブの深さが約 200km 以浅で速度低下率が大きくなっている. また, トンガの沈み込み帯においても, スラブの深さが約 150km になる領域よりも浅部のマントルウエッジで P 波の速度低下率がやや大きくなるという結果 [*Zhao et al.*, 1997b] が得られている.

近年の研究により, 世界の沈み込み帯における活火山の分布と沈み込むスラブの関係や, 東北日本で見つかっている玄武岩の成因や含水量などから, 島弧におけるマグマの発生には, プレーートの沈み込みに伴う高温物質の誘発上昇流が支配的であり, H_2O の添加は副次

的な要因であるという指摘もある [たとえば, *Schmidt and Poli*, 1998; 高橋, 2000]。仮にそうであっても, スラブ内の鉱物の脱水反応によってマントルウエッジに供給された H_2O がマグマの生成に重要な影響を与えていることは確かである。今後, 地震波速度・減衰構造の空間分解能の向上, マントルウエッジ内での物質循環や温度構造に関するより現実的なシミュレーションモデルの構築, マグマ中の H_2O 量の精密な測定, 実験によるスラブ内の鉱物の脱水反応の正確な温度・圧力条件の推定, スラブ内の詳細な温度構造の推定などにより, マントルウエッジにおけるメルトの生成メカニズムやその上昇経路, 上昇メカニズム, さらに火山フロントの成因等の理解がより進むことが期待される。

一方, 本研究では, 背弧側の観測点で観測された S 波スプリッティングが, プレートの沈み込みに伴う誘発対流の方向にはほぼ平行に選択配向したオリビンによって主に生じていると推測した (第 5 章)。オリビンが選択配向するためには, その塑性変形において転移クリープが卓越している必要があり, 対流の方向とほぼ平行に a 軸が選択配向するには, 対流によって単純剪断場が形成されている必要がある [たとえば, *Ribe*, 1989; *Zhang and Karato*, 1995; *Savage*, 1999]。沈み込み帯では, オリビンの塑性変形として転移クリープが卓越すると考えられている [たとえば, *Karato and Wu*, 1993]。また, 単純剪断は上部マントルにおける変形の主要なモードであり, 沈み込み帯においては誘発対流などによって励起されると推測されている [たとえば, *Ribe*, 1989; *Zhang and Karato*, 1995]。これらから, 東北日本のマントルウエッジは, 対流の方向とほぼ平行にオリビンの a 軸が選択配向すると推測され, 観測された異方性の主要な原因としてオリビンの選択配向を考えることは妥当であろう。

本研究では, マントルウエッジにおけるオリビンの選択配向の空間変化や異方性の強さを明らかにすることはできなかった。オリビンの選択配向の空間変化や異方性の強さを評価するためには, マントルウエッジに分布する流体を含むクラックによる異方性の強さを同時に評価する必要がある。オリビンの選択配向と観測された S 波スプリッティングの関係を定量的に議論するには, より現実的なモデルに基づいたマントルウエッジ内の誘発対流のシミュレーションを行い, 流線の方向やそこから計算される差応力場, 歪場を明らかにする必要があるであろう。

6-2 今後の課題

1. 第 3 章では, Q_p と Q_μ の関係を仮定して温度推定を行った。現段階では Q_p と Q_μ の関係は必ずしも明らかになっていないが, 本論文では Q_p/Q_μ は空間的に一様という仮定のもと, 温度の推定を行った。今後, 実験などにより減衰のメカニズムの解明が進み, Q_p, Q_μ の関係を議論できるようになれば, 減衰構造を用いたより詳細な温度構造の推定が可能になると考えられる。
2. 第 4 章で行った流体分布の推定では, H_2O とメルトの量は独立であると考えている。

実際には、温度と部分融解度、 H_2O 量と部分融解度はお互い独立でなく、温度の上昇や H_2O の添加により部分融解度が増加することが知られている [たとえば、*Hirose and Kawamoto, 1995*]. 今後は、 H_2O やメルト、温度の関係を詳細に調べ、それらの相互作用を考慮に入れて温度や流体の分布を推定することが必要であろう。

3. 本論文では、媒質が等方と仮定して求めた地震波速度構造を用いて、流体分布の推定を行ったが、第 5 章で述べたように、東北日本弧には異方性が存在する。将来的には、P 波、S 波異方性を考慮した速度構造トモグラフィーを行い、速度と異方性の空間変化を詳細に推定し、それに基づいてマントルウエッジのダイナミクスの理解をさらに深めていきたい。

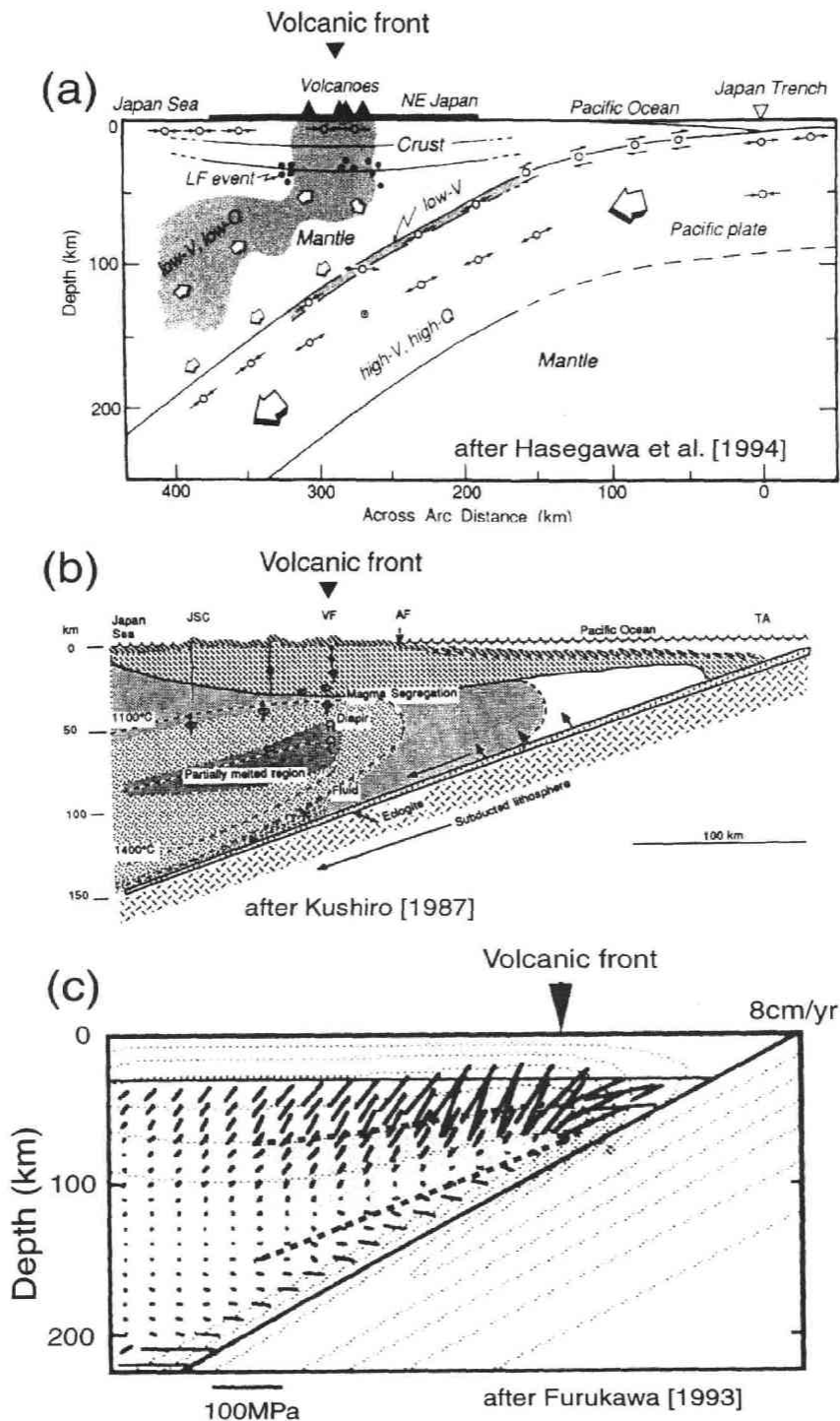


図6-1. 東北日本マントルウエッジのモデル. (a) 地震学的なデータから [after Hasegawa et al., 1994]. マントルウエッジには低速度・高減衰域が連続的に分布する. (b) 岩石学的な制約条件から [after Kushiro, 1987]. マントルウエッジには1100-1400°Cの高温域が形成されており, その中に火山フロントに向かって浅くなる部分熔融域が分布する. (c) 数値シミュレーションから [after Furukawa, 1993]. プレートの沈み込み角度30度, 沈み込み速度8cm/yrの場合の結果. 黒実線は最大主圧縮軸方向, 灰色線は等温線(200°C間隔)をあらわす. 黒実線の長さは応力の大きさに対応している. 黒破線の内側は想定される部分熔融域である.

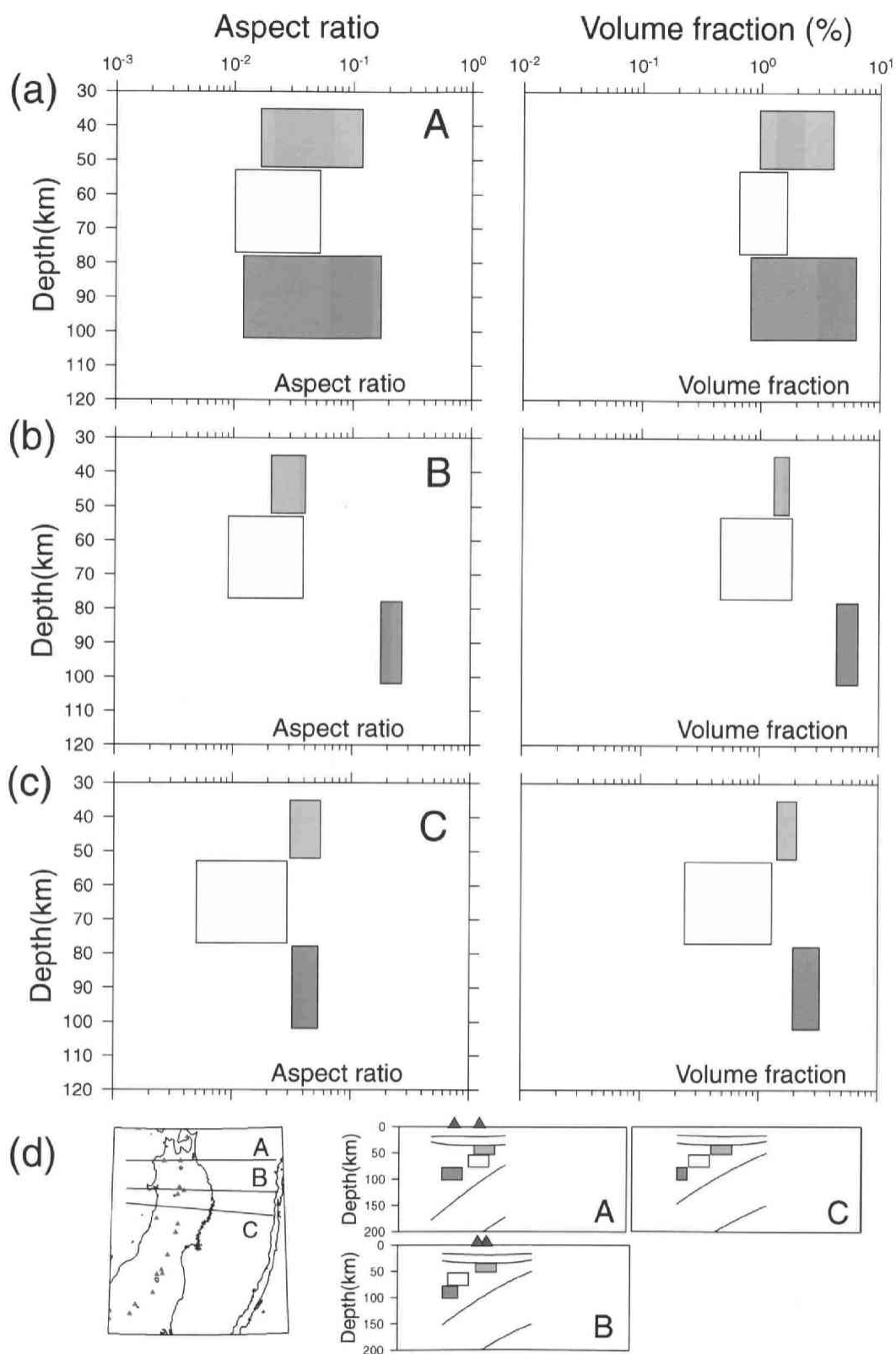


図6-2. マントルウエッジの低速度域内に推定されるメルトのアスペクト比と体積率. (a)断面A. (b)断面B. (c)断面C. (d)断面と低速度域の位置. (a)から(c)の四角は(d)の断面図の四角の位置に対応. (d)の四角は深さ40km, 65km, 90kmにおいてS波速度が最も遅い場所を中心として、測線方向に ± 20 kmの幅を取ってある. (a)から(c)には最大値と最小値の範囲を四角で示してある.

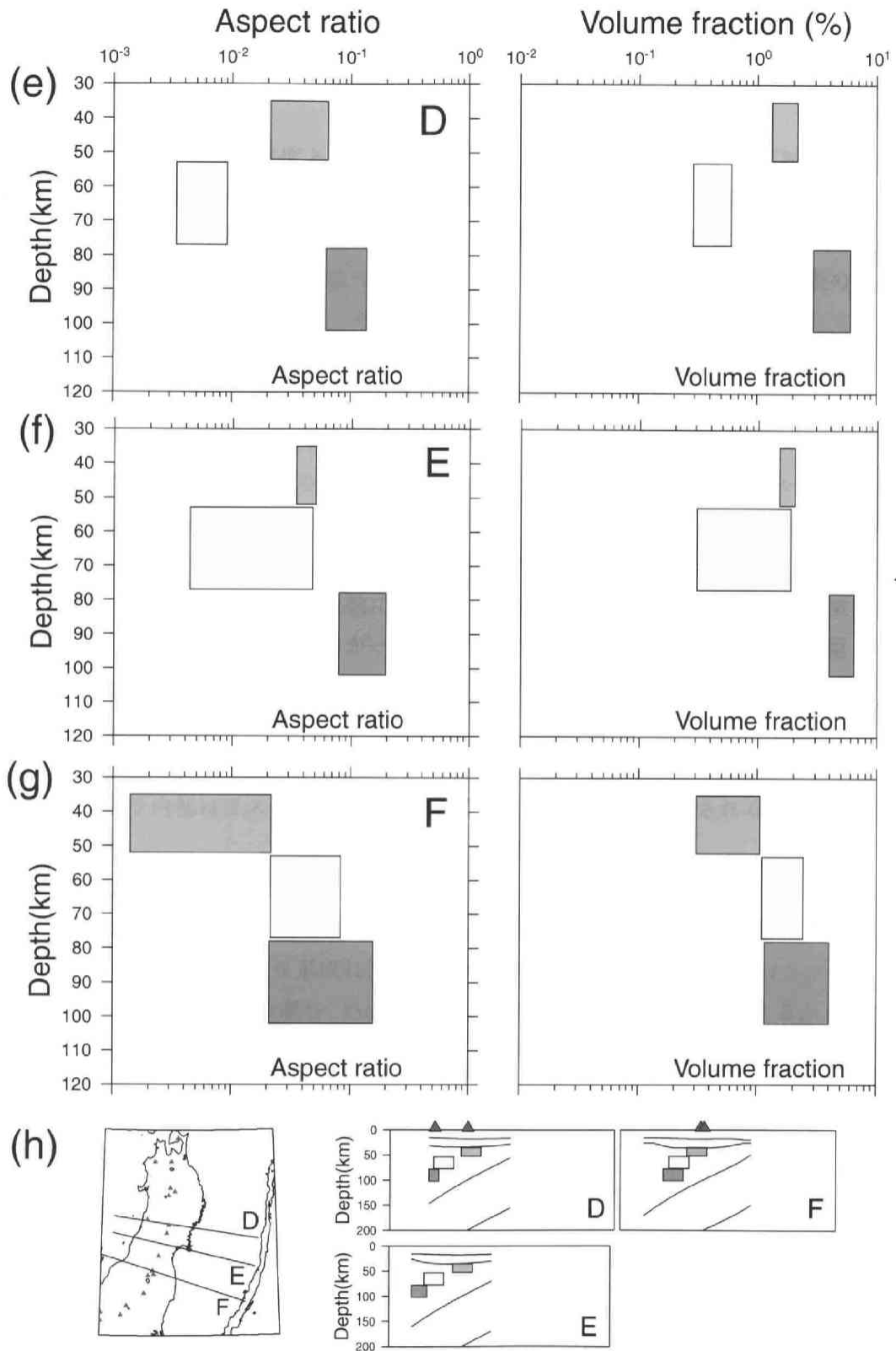


図6-2. つづき. (e)断面D. (f)断面E. (g)断面F. (h)断面と低速度域の位置. (e)から(g)の四角は(h)の断面図の四角の位置に対応. (h)の四角は深さ40km, 65km, 90kmにおいてS波速度が最も遅い場所を中心として, 測線方向に ± 20 kmの幅を取ってある. (e)から(g)には最大値と最小値の範囲を四角で示してある.

第7章 結論

本論文ではまず、地震波速度トモグラフィーによって、火山地域である宮城県鬼首地域と活断層地域である長町-利府断層周辺域の詳細な3次元地震波速度構造の推定を行った。解析においては、臨時観測点のデータや解析領域の外側で発生した地震のデータも用いたため、解析領域の深部や端の構造についても精度の良い推定が可能となり、地殻の詳細な速度構造を推定することができた。その結果、以下のことが明らかになった。

<宮城県鬼首およびその周辺域>

1. 鳴子火山の西側の上部地殻には、細い管状の低速度域が存在する。そこでの V_p/V_s は周囲と比べて大きくない。この管状の低速度域は、部分熔融していると考えられている下部地殻の低速度・高 V_p/V_s 領域と繋がっており、下部地殻から地表付近に至る H_2O の供給路になっている可能性がある。
2. 火山フロント直下の下部地殻に存在する低速度・高 V_p/V_s 領域から、宮城県北部地震の推定断層面付近に向かって伸びる低 V_s 域が存在する。推定断層面直下では MT 観測により低比抵抗領域の存在が明らかにされており、それはこの低速度域と空間的に一致する。
3. 三途川カルデラや鬼首カルデラの地表付近は、低 V_p ・低 V_p/V_s 領域になっており、カルデラ内部はガスが卓越した構造になっていることが示唆される。

<長町-利府断層周辺域>

1. 断層の上盤側には、地表から深さ 10km 程度にかけて低速度域が分布する。この低速度域は、カルデラ形成に関係した構造に相当すると推定される。
2. 断層の深部延長上の深さ 15km 付近に、顕著な低速度域が存在する。そこでは V_p/V_s が周囲と同程度であることから、 H_2O の存在が示唆される。
3. そのさらに深部には、低 V_s ・高 V_p/V_s 領域が存在する。地温勾配を考慮すると、そこにはメルトの存在が示唆される。

次に、3次元P波減衰構造を用いて、東北日本弧マントルウエッジの3次元温度構造の推定を行った。実験で得られたカンラン岩の減衰について、その温度・圧力・周波数依存の関係を、観測されているP波減衰構造に適用することにより温度構造を推定した。その結果、以下のことが明らかになった。

1. 深さ 40km における温度は、火山フロント付近で 1000-1100℃、背弧側で 980-1050℃である。

2. 背弧側のマントルウエッジの深さ 100km 付近における温度は、1100-1200℃である。
3. マントルウエッジの温度は、東北地方南部の方が北部に比べて高温である。

さらに、3次元地震波速度構造と本論文で推定した温度を用いて、マントルウエッジの流体分布の推定を行った。一の目潟で得られているマントル捕獲岩からマントルウエッジの基準速度を計算し、3次元地震波速度構造を用いて、この基準速度に対する速度低下率を求めた。温度補正を行った後のP波とS波の速度低下率から、流体分布の見積もりを行った。P波とS波の速度低下率を用いたことで、流体の存在形態と体積率の両方を推定することができた。その結果、以下のことが明らかになった。

1. マントルウエッジにおける速度の低下率は、P波で5-10%、S波で10-15%程度であり、P波の速度低下に対するS波の速度低下の割合は1.5-2である。
2. マントルウエッジで観測されている低速度異常は、温度の効果だけでは説明できない。
3. マントルウエッジに分布する地震波低速度域は、カンラン岩のウエットソリダスより高温であり、メルトが存在していると推測される。
4. マントルウエッジに分布する低速度域は、アスペクト比が0.001-0.1、体積率が0.1-数%のメルトが分布すれば説明することができる。推定されたメルトの体積率は、岩石学的に得られている値（約2vol%）とほぼ一致する。
5. 推定されたアスペクト比は、深さ90km付近でやや大きく、それよりも浅部で小さくなる傾向にある。
6. 少なくとも深さ65km以浅では、低速度域内のメルトは周囲の岩石と非平衡な状態で存在していると推測される。

最後に、東北日本中央部の観測点で観測された浅発地震と稍深発地震の波形記録を用いて、S波偏向異方性解析を行った。定常観測点に加え、臨時観測点で得られた波形記録も用いたことで、詳細な異方性構造を推定することができた。その結果、以下のことが明らかになった。

<浅発地震の波形記録の解析結果>

1. 上部地殻の地震発生層内またはそれよりも浅部に異方性が存在する。
2. S波スプリッティングの速いS波の振動方向は、背弧側の観測点では主に東西であるが、前弧側の観測点ではばらついており特徴的な方向は見られない。
3. 速いS波と遅いS波の時間差は平均で約0.04秒である。

4. 背弧側の観測点で観測された S 波スプリッティングは、差応力によって配向したクラックが主な原因であると推測される。

＜稍深発地震の波形記録の解析結果＞

1. 稍深発地震の波形記録でも顕著な S 波スプリッティングが観測された。背弧側の観測点では速い S 波の振動方向は主に東西であるのに対し、前弧側の観測点では南北を向く場合が多い。
2. 速い S 波と遅い S 波の時間差の平均は、背弧側の観測点では 0.1-0.2 秒であるのに対し、前弧側の観測点では 0.04-0.08 秒である。
3. 背弧側のマントルウエッジには、速い S 波の振動方向がほぼ東西を向く異方性が存在する。その原因としては、マントルウエッジ内の誘発対流によるオリビンの選択配向が支配的であると推測される。

参考文献

- Anderson, D.L., D. Isaak, and H. Oda, High-temperature elastic constant data on minerals relevant to geophysics, *Rev. Geophysics*, **20**, 57-90, 1992.
- Ando, M., ScS polarization anisotropy around Pacific Ocean, *J. Phys. Earth*, **32**, 179-196, 1984.
- 安藤雅孝, 地震波から見たマントルダイアピル, 地震 2, **31**, 45-53, 1986.
- Ando, M., Y. Ishikawa, and F. Yamazaki, Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5850-5864, 1983.
- Andrews, D.J., and N.H. Sleep, Numerical modeling of tectonic flow behind island arcs, *Geophys. J. Int.*, **38**, 237-251, 1974.
- Aoki, K., Petrology of materials derived from the upper mantle, in *Materials Science of the Earth's Interior*, edited by I. Sunagawa, pp. 415-444, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 1984.
- 浅野陽一・海野徳仁・中村綾子・岡田知己・堀 修一郎・河野俊夫・仁田交市・佐藤俊也・長谷川 昭・小菅正裕・長谷見晶子, DAT アレイ地震観測による奥羽脊梁山地およびその周辺域における地震波散乱体分布の推定, 地震 2, **52**, 379-394, 1999.
- Audoin, E., M.K. Savage, and K. Gledhill, Seismic anisotropy from local earthquakes in the transition region from a subduction to a strike-slip plate boundary, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, **105**, 8013-8033, 2000.
- Bell, D.R., and G.R. Rossman, Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals, *Science*, **255**, 1391-1397, 1992.
- Benz, H.M., B.A. Chouet, P.B. Dawson, J.C. Lahr, R.A. Page, and J.A. Hole, Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **101**, 8111-8128, 1996.
- Berckhemer, H., W. Kampfmann, E. Aulbach, and H. Schmeling, Shear modulus and Q of forsterite and dunite near partial melting from forced-oscillation experiments, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **29**, 30-41, 1982.
- Booth, B.C., and S. Crampin, Shear-wave polarizations on a curved wave front at an isotropic free surface, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **83**, 31-45, 1985.
- Booth, D.C., S. Crampin, R. Evans, and G. Robert, Shear-wave polarization near the north Anatolian Fault: I, evidence for anisotropy-induced shear-wave splitting, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **83**, 61-73, 1985.
- Bowers, T.S., Pressure-Volume-Temperature properties of H₂O-CO₂ fluids, in *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*, AGU, Ref. Shelf, vol. 3, edited by Ahrens, T.J., pp. 45-72, AGU, Washington, D.C., 1995.

- Bowman, J.R., and M Ando, Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **88**, 25-41, 1987.
- Cassidy, J.F., and M.G. Bostock, Shear-wave splitting above the subducting Juan de Fuca plate, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 941-944, 1996.
- Chatterjee, S.N., A.M. Pitt, and H.M. Iyer, Vp/Vs ratios in the Yellowstone national park region, Wyoming, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **26**, 213-230, 1985.
- 地質調査所, 日本地質図体系 東北地方, 朝倉書店, 1992.
- Christensen, N.I., Shear wave velocities in metamorphic rocks at pressures to 10 kilobars, *J. Geophys. Res.*, **71**, 3549-3556, 1966.
- Christensen, N.I., Compressional wave velocities in rocks at high temperature and pressures, critical thermal gradients, and crustal low-velocity zones, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6849-6857, 1979.
- Christensen, N.I., Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3139-3156, 1996.
- Christensen, N.I., and W.D. Mooney, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, **100**, 9761-9788, 1995.
- Crampin, S., The fracture criticality of crustal rocks, *Geophys. J. Int.*, **118**, 428-438, 1994.
- Crampin, S., R. Evans, M. Doyle, P. Davies, G.V. Yegorkina, and A. Miller, Observations of dilatancy-induced polarization anomalies and earthquake prediction, *Nature*, **286**, 874-877, 1980.
- Davies, G.F., Effective elastic moduli under hydrostatic stress - I. quasi-harmonic theory, *J. Phys. Chem. Solids*, **35**, 1513-1520, 1974.
- Davies, J.H., and D.J. Stevenson, Physical model of source region of subduction zone volcanics, *J. Geophys. Res.*, **97**, 2037-2070, 1992.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478, 1990.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194, 1994.
- Duffy, T.S., and D.L. Anderson, Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1895-1912, 1989.
- Eberhart-Phillips, D., and A.J. Michael, Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield region, central California, *J. Geophys. Res.*, **98**, 15737-15785, 1993.
- Faul, U.H., D.R. Toomey, and H.S. Waff, Intergranular basaltic melt is distributed in thin, elongated inclusions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 29-32, 1994.

- Fielitz, K., Elastic wave velocities in different rocks at high pressure and temperature up to 750 °C, *Z. Geophys.*, **37**, 943-956, 1971.
- Fischer, K.M., E.M. Parmentier, A.R. Stine, and E.R. Wolf, Modeling anisotropy and plate-driven flow in the Tonga subduction back arc, *J. Geophys. Res.*, **105**, 16181-16191, 2000.
- Flanagan, M.P., and D.A. Wiens, Attenuation of broadband P and S waves in Tonga: Observations of frequency dependent Q, *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 343-375, 1998.
- Fouch, M.J., and K.M. Fischer, Mantle anisotropy beneath northwest Pacific subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **101**, 15987-16002, 1996.
- Fujii, T., and I. Kushiro, Density, viscosity and compressibility of basaltic liquid at high pressures, *Carnegie Inst. Washington Y. Book*, **76**, 419-424, 1977.
- Furlong, K.P., W. Spakman, and R. Wortel, Thermal structure of the continental lithosphere: constraints from seismic tomography, *Tectonophysics*, **244**, 107-117, 1995.
- Furukawa, Y., Magmatic processes under arcs and formulation of the volcanic front, *J. Geophys. Res.*, **98**, 8309-8319, 1993.
- Furukawa, Y., and S. Uyeda, Thermal state under the Tohoku Arc with consideration of crustal heat generation, *Tectonophysics*, **164**, 175-187, 1989.
- Gledhill, K., and G. Stuart, Seismic anisotropy in the fore-arc region of the Hikurangi subduction zone, New Zealand, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **95**, 211-225, 1996.
- Goes, S., and S. van der Lee, Thermal structure of the North American uppermost mantle inferred from seismic velocity, *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2000JB000049, 2002.
- Goes, S., R. Govers, and P. Vacher, Shallow mantle temperature under Europe from P and S wave tomography, *J. Geophys. Res.*, **105**, 11153-11169, 2000.
- Green, D.H., and A.E. Ringwood, The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in the upper mantle structure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3**, 151-160, 1967.
- Gueguen, Y., M. Darot, P. Mazot, and J. Woïrgard, Q^{-1} of forsterite single crystals, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **55**, 254-258, 1989.
- Hall, C.E., K.M. Fischer, E.M. Parmentier, and D.K. Blackman, The influence of the plate motions on three-dimensional back arc mantle flow and shear wave splitting, *J. Geophys. Res.*, **105**, 28009-28033, 2000.
- Hartog, R., and S.Y. Schwartz, Subduction-induced strain in the upper mantle east of the Mendocino triple junction, California, *J. Geophys. Res.*, **105**, 7909-7930, 2000.
- Hasebe, K., N. Fujii, and S. Uyeda, Thermal processes under island arcs, *Tectonophysics*, **10**, 335-355, 1970.
- 長谷川 昭, 地震波で東北日本の下を見る, *科学*, **72**, 194-203, 2002.

- Hasegawa, A., and A. Yamamoto, Deep, low frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan, *Tectonophysics*, **223**, 233-252, 1994.
- 長谷川 昭・平田 直, 総論：東北日本トランセクトー島弧変形と地殻活動ー, 月刊地球号外, **27**, 5-11, 1999.
- Hasegawa, A., N. Umino, and A. Takagi, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58, 1978a.
- Hasegawa, A., N. Umino, and A. Takagi, Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the northeastern Japan arc, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **54**, 281-296, 1978b.
- 長谷川 昭・海野徳仁・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷 悟・田中和夫・澤田義博, 北海道および東北地方における微小地震の震源分布ー広域データの併合処理ー, 地震 **2**, **36**, 129-150, 1983.
- 長谷川 昭・堀内茂木, 植木貞人・西澤あずさ・松澤 暢・海野徳仁・堀 修一郎・稲森隆穂・松本 聡・浜口博之・高木章雄・田中和夫・鈴木将之・末広 潔, エアガンによる磐梯山周辺の地殻構造探査, 地震 **2**, **42**, 161-169, 1989.
- Hasegawa, A., D. Zhao, S. Hori, A. Yamamoto, and S. Horiuchi, Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity, *Nature*, **352**, 683-689, 1991.
- Hasegawa, A., S. Horiuchi, and N. Umino, Seismic structure of the northeastern Japan convergent margin: A synthesis, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22295-22311, 1994.
- Hasegawa, A., A. Yamamoto, N. Umino, S. Miura, S. Horiuchi, D. Zhao, and H. Sato, Seismic activity and deformation process of the overriding plate in the northeastern Japan subduction zone, *Tectonophysics*, **319**, 225-239, 2000.
- Hasegawa, A., H. Ito, T. Iwasaki, and T. Ikawa, Deep structure of Nagamachi-Rifu fault as inferred from seismic expeditions, *Proceedings of 'International Symposium on Slip and Flow Processes in and around the Seismogenic Region', November 5-8, 2001, Sendai, Japan*, 2001.
- Hasemi, A., H. Ishii, and A. Takagi, Fine structure beneath the Tohoku District, northeastern Japan arc, as derived by an inversion of P-wave arrival times from local earthquakes, *Tectonophysics*, **101**, 245-265, 1984.
- Hess, H.H., Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *Nature*, **203**, 629-631, 1964.
- Hirahara, K., A. Ikami, M. Ishida, and T. Mikumo, Three-dimensional P-wave velocity structure beneath Central Japan: low velocity bodies in the wedge portion of the upper mantle above high-velocity subducting plates, *Tectonophysics*, **163**, 63-73, 1989.

- Hiramatsu, Y., and M. Ando, Seismic anisotropy near source region in subduction zones around Japan, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **95**, 237-250, 1996.
- Hiramatsu, Y., M. Ando, Y. Ishikawa, ScS wave splitting of deep earthquakes around Japan, *Geophys. J. Int.*, **128**, 409-425, 1997.
- Hiramatsu, Y., M. Ando, T. Tsukuda, and T. Ooida, Three-dimensional image of anisotropic bodies beneath central Honshu, Japan, *Geophys. J. Int.*, **135**, 801-816, 1998.
- 弘瀬冬樹・中村綾子・中島淳一・長谷川 昭, 東北日本弧下のマグマの供給源の分布－b 値と S 波速度構造から推定される島弧走向方向の変化－, *火山*, **47**, 475-480, 2002.
- Hirose, K., and T. Kawamoto, Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 463-473, 1995.
- Honda, S., Thermal structure beneath Tohoku, northeastern Japan -A case study for understanding the detailed thermal structure of the subduction zone, *Tectonophysics*, **112**, 69-102, 1985.
- 堀 修一郎・海野徳仁・長谷川 昭, 東北日本南部における自然地震の S 波反射面の分布, 月刊地球号外, **27**, 155-160, 1999.
- Horiuchi, S., A. Yamamoto, S. Ueki, K. Tachibana, T. Kono, and A. Takagi, Two-dimensional depth structure of the crust beneath the Tohoku District, the northeastern Japan arc, 2, Moho discontinuity and P-wave velocity, *J. Phys. Earth*, **30**, 71-86, 1982.
- Horiuchi, S., N. Tsumura, and A. Hasegawa, Mapping of a magma reservoir beneath Nikko-Shirane volcano in northern Kanto, Japan, from travel time and seismogram anomalies, *J. Geophys. Res.*, **102**, 18071-18090, 1997.
- 堀内茂木・根岸弘明・内田 淳・口石雅弘・海野徳仁・松澤 暢・岡田知己・長谷川 昭・吉本和生, 高速サンプリング地震観測システムの開発, *地震*, **55**, 217-222, 2002.
- Huang, W.C., J.F. Ni, F. Tilmann, D. Nelson, J. Guo, W. Zhao, J. Mechie, R. Kind, J. Saul, R. Rapine, and T.M. Hearn, Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, **105**, 27979-27989, 2000.
- Hughes, D.S., and C. Maurette, Variation of elastic wave velocities in granites with pressure and temperature, *Geophysics*, **21**, 277-284, 1956.
- Hughes, D.S., and C. Maurette, Variation of elastic wave velocities in basic igneous rocks with pressure and temperature, *Geophysics*, **22**, 23-31, 1957.
- Humphreys, E.D., and K.G. Dueker, Physical state of the western U.S. upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **99**, 9635-9650, 1994.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa, Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep zone, *J. Geophys. Res.*, **106**,

2177-2191, 2001.

- Iidaka, T., and K. Obara, Shear-wave polarization anisotropy in the mantle wedge above the subducting pacific plate, *Tectonophysics*, **249**, 53-68, 1995.
- Iidaka, T., and K. Obara, Seismological evidence for the existence of anisotropic zone in the metastable wedge inside the subducting Izu-Bonin slab, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 3305-3308, 1997.
- Ikawa, T., T. Kawanaka, S. Kawasaki, A. Hasegawa, N. Umino, A. Nakamura, H. Ito, T. Iwasaki, and H. Sato, Seismic reflection survey of the deep structure of Nagamachi-Rifu fault, northeastern Japan, *Proceedings of 'International Symposium on Slip and Flow Processes in and around the Seismogenic Region', November 5-8, 2001, Sendai, Japan*, 2001.
- Imanishi, K., H. Ito, Y. Kuwahara, Y. Maeda, T. Yokokura, N. Kano, K. Yamaguchi, and A. Tanaka, Deep structure of the Nagamachi-Rifu fault deduced from small aperture seismic array observation, *Earth Planets Space*, **54**, 1033-1038, 2002.
- Ismaïl, W.B., and D. Mainprince, An olivine fabric database: An over view of upper mantle fabrics and seismic anisotropy, *Tectonophysics*, **296**, 145-157, 1998.
- Iwamori, H., Transportation of H₂O and melting in subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 65-80, 1998.
- Jackson, I., M.S. Paterson, H. Niesler, and R.M. Waterford, Rock anelasticity measurements at high pressure, low strain amplitude and seismic frequency, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 1235-1238, 1984.
- Jackson, I., M.S. Paterson, and J.D. Fitz Gerald, Seismic wave dispersion and attenuation in Åheim dunite, *Geophys. J. Int.*, **108**, 517-534, 1992.
- Jamtveit, B., R. Brooker, K. Brooks, L.M. Larsen, and T. Pedersen, The water content of olivines from the North Atlantic volcanic province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **186**, 401-415, 2001.
- Ji, S., X. Zhao, and D. Francis, Calibration of shear-wave splitting in the subcontinental upper mantle beneath active orogenic belts using ultramafic xenoliths from the Canadian Cordillera and Alaska, *Tectonophysics*, **239**, 1-27, 1994.
- Johnson, P.A., and T.V. McEvelly, Parkfield seismicity: Fluid-driven?, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12937-12950, 1995.
- Julian, B.R., A. Ross, G.R. Foulger, and J.R. Evans, Three-dimensional seismic image of a geothermal reservoir: The Geysers, California, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 685-688, 1996.
- Jung, H., and S. Karato, Water-induced fabric transitions in olivine, *Science*, **293**, 1460-1463, 2001.
- Kampfmann, W., and H. Berckhemer, High temperature experiments on the elastic and anelastic

- behavior of magmatic rocks, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **40**, 223-243, 1985.
- Kanamori, H., and D.L. Anderson, Importance of physical dispersion in surface wave and free oscillation problems: Review, *Rev. Geophysics*, **15**, 105-112, 1977.
- Kanda, W., H. Utada, M. Mishina, and N. Sumitomo, A deep transit EM experiment in the northern part of Miyagi Prefecture, northeastern Japan, *J. Geomagn. Geoelectr.*, **48**, 1265-128, 1996.
- Kaneshima, S., Origin of crustal anisotropy: Shear wave splitting studies in Japan, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11121-11133, 1990.
- 金嶋 聡, 地球内部の異方性と S 波スプリティング, 地震 2, **44**, 71-83, 1991.
- Kaneshima, S., M. Ando, and S. Crampin, Shear-wave splitting above small earthquakes in the Kinki district of Japan, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **45**, 45-58, 1987.
- Kaneshima, S., M. Ando, and S. Kimura, Evidence from shear-wave splitting for restriction of seismic anisotropy to the upper crust, *Nature*, **335**, 627-629, 1988.
- Karato, S., Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1623-1626, 1993.
- Karato, S., A dislocation model of seismic wave attenuation and micro-creep in the Earth: Harold Jeffreys and the rheology of the solid earth, *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 239-256, 1998.
- 唐戸俊一郎, レオロジーと地球科学, 東京大学出版会, 251 pp., 2000.
- Karato, S., Mapping water content in the upper mantle, in *The Subduction Factory*, Geophysical Monograph, AGU, Washington, D.C., in press, 2002.
- Karato, S., and H.A. Spetzler, Defect microdynamics in minerals and solid-state mechanisms of seismic wave attenuation and velocity dispersion in the mantle, *Rev. Geophysics*, **28**, 399-421, 1990.
- Karato, S., and P. Wu, Rheology of the Upper mantle: A Synthesis, *Science*, **260**, 771-778, 1993.
- Karato, S., and H. Jung, Water, partial melting and the origin of the seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **157**, 193-207, 1998.
- Karato, S., and B.B. Karki, Origin of lateral variation of seismic wave velocities and density in the deep mantle, *J. Geophys. Res.*, **106**, 21771-21783, 2001.
- 活断層研究会, [新編] 日本の活断層—分布と資料—, 東京大学出版会, 1991.
- Kern, H., and A. Richter, Temperature derivatives of compressional and shear wave velocities in the crustal and mantle rocks at 6 kbar confining pressure, *J. Geophys.*, **49**, 47-56, 1981.
- Kincaid, C., and I.S. Sacks, Thermal and dynamical evolution of the upper mantle in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **102**, 12295-12315, 1997.
- 気象庁, 日本活火山総覧, 日本気象協会, 1984.
- 北村 信・佐藤比呂志・澤 祥・宮内崇裕・八木浩司, 1:25000 都市圏活断層図「仙台地区」,

- 国土地理院, 1986.
- 駒澤正夫・広島俊男・石原文実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一・三品正明, 地質調査所重力測定値データファイル, 日本重力 CD-ROM, 数値地質図 P-2, 地質調査所, 2000.
- 河野俊夫・仁田交市・松本 聡・堀内茂木・岡田知己・開原貴美・長谷川 昭・堀 修一郎・海野徳仁・鈴木将之, 1962 年宮城県北部地震 (M6.5) 震源域における微小地震活動, 地震 2, **46**, 85-93, 1993.
- Koper, K.D., D.A. Wines, L. Dorman, J. Hildebrand, and S. Webb, Constraints on the origin of slab and mantle wedge anomalies in Tonga from the ratio of S to P velocities, *J. Geophys. Res.*, **104**, 15089-15104, 1999.
- 小菅正裕, 地殻内地震から見た東北日本の応力配置, 月刊地球号外, **27**, 107-112, 1999.
- 小菅正裕・置田貴代美, S 波スプリティングから見た下北半島下のリソスフェアの不均質構造, 地震研究所彙報, **76**, 37-49, 2001.
- Kushiro, I., A petrological model of the mantle wedge and lower crust in the Japanese island arcs, in *Magmatic Process: Physicochemical Principles*, edited by Mysen, B.O., pp. 165-181, The Geochemical Society, Special Publication No. 1, 1987.
- Kushiro, I., Y. Syono, and S. Akimoto, Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures, *J. Geophys. Res.*, **73**, 6023-6029, 1968.
- Liou, J.G., Y. Seki, R.N. Guillemette, and H. Sakai, Compositions and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan, *Chemical Geology*, **49**, 1-20, 1985.
- Liu, Y., S. Crampin, and I. Main, Shear-wave anisotropy: spatial and temporal variations in time delays at Parkfield, Central California, *Geophys. J. Int.*, **130**, 771-785, 1997.
- Mackwell, S.J., and D.L. Kohlstedt, Diffusion of hydrogen in olivine: implications for water in the mantle, *J. Geophys. Res.*, **95**, 5079-5088, 1990.
- Marson-Pidgeon, K., M.K. Savage, K. Gledhill, and G. Sturt, Seismic anisotropy beneath the lower half of the North Island, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, **104**, 20277-20286, 1999.
- Matsubara, M., Three-dimensional P- and S-wave velocity structures in the Backborn Range of Tohoku, Northeast Japan, by a travel time inversion method with spatial correlation of velocities, Doctoral dissertation, Univ. of Tokyo, 2001.
- Matsumoto, S., and A. Hasegawa, Two-dimensional coda-Q structure beneath Tohoku, NE Japan, *Geophys. J. Int.*, **99**, 101-108, 1989.
- Matsumoto, S., and A. Hasegawa, Distinct S-wave reflector in the mid-crust beneath Nikko-Shirane volcano in the northeastern Japan arc, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3067-3083, 1996.
- Matsumoto, S., K. Obara, K. Yoshimoto, T. Saito, A. Ito, and A. Hasegawa, Temporal change in

- P-wave scatterer distribution associated with the M6.1 earthquake near Iwate volcano, northeastern Japan, *Geophys. J. Int.*, **145**, 48-58, 2001.
- Matsuzawa, T., N. Umino, A. Hasegawa, and A. Takagi, Upper mantle velocity structure estimated from PS-converted wave beneath the northeastern Japan arc, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **86**, 767-787, 1986.
- Matsuzawa, T., T. Kono, A. Hasegawa, and A. Takagi, Subducting plate boundary beneath the northeastern Japan arc estimated from SP converted wave, *Geophys. J. Int.*, **181**, 123-133, 1990.
- Mavko, G.M., Velocity and attenuation in partially molten rocks, *J. Geophys. Res.*, **85**, 5173-5189, 1980.
- McKenzie, D, Speculations on the consequences and causes of plate motions, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **18**, 1-32, 1969.
- McKenzie, D., Finite deformation during fluid flow, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **58**, 687-715, 1979.
- Mei, S., and D.L. Kohlstedt, Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates 1. Diffusion creep regime, *J. Geophys. Res.*, **105**, 21457-21469, 2000a.
- Mei, S., and D.L. Kohlstedt, Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates 2. Dislocation creep regime, *J. Geophys. Res.*, **105**, 21471-21481, 2000b.
- Mitsuhata, Y., Y. Ogawa, M. Mishina, T. Kono, T. Yokokura, and T. Uchida, Electromagnetic heterogeneity of the seismogenic region of 1962 Northern Miyagi Earthquake, northeastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4371-4374, 2001.
- 三浦英俊, 宮城県鬼首地域におけるコーダ波減衰特性, 山形大学修士論文, 79 pp., 2000.
- 宮城県, 長町-利府断層帯に関する調査, 平成 7 年度・平成 8 年度 地震調査研究交付金成果報告会, 科学技術庁, 30-34, 1996.
- 宮城県, 長町-利府線断層帯に関する調査, 第四回活断層調査成果報告会, 科学技術庁, 29-38, 1999.
- 茂木清夫, 1983 年日本海中部地震 (M7.7) の発生と東北日本のサイスモテクトニクス, 地震研究所彙報, **60**, 401-428, 1985.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and D. Zhao, Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, *J. Geophys. Res.*, **106**, 21843-21857, 2001a.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and D. Zhao, Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan, *Tectonophysics*, **341**, 1-17, 2001b.
- Nakajima, J., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, Moho depth variation in the central part of northeastern Japan estimated from reflected and converted waves, *Phys. Earth Planet.*

- Interiors*, **130**, 31-47, 2002.
- Nakamichi, H., S. Tanaka, and H. Hamaguchi, Fine S wave velocity structure beneath Iwate volcano, northeastern Japan, as derived from receiver functions and travel times, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **116**, 235-255, 2002.
- Nakamura, A., S. Horiuchi, and A. Hasegawa, Joint focal mechanism determination with source-region station corrections using short-period body-wave amplitude data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 373-383, 1999.
- 中村光一, 反転テクトニクス (inversion tectonics) とその地質構造表現, 構造地質, **38**, 3-45, 1992.
- Nicolas, A., A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotite, *J. Petrol.*, **27**, 999-1022, 1986.
- Nicolas, A., and M. Jackson, High temperature dikes in peridotites: Origin by hydraulic fracturing, *J. Petrol.*, **23**, 568-582, 1982.
- Nicolas, A., and N.I. Christensen, Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: A review, in *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System*, *Gyodys. Ser.*, vol 16, edited by Fuchs and C. Froidevaux, pp. 111-123, AGU, Washington, D.C., 1987.
- Nur, A., Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks, *J. Geophys. Res.*, **76**, 2022-2034, 1971.
- Nur, A., and G. Simmons, Stress-induced velocity anisotropy in rock: An experimental study, *J. Geophys. Res.*, **74**, 6667-6674, 1969.
- 小原一成・長谷川 昭・高木章雄, 東北日本における地殻・上部マントルの三次元 P 波及び S 波速度構造, 地震 2, **39**, 201-215, 1986.
- O'Connell, R.J., and B. Budiansky, Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, **79**, 5412-5426, 1974.
- O'Connell, R.J., and B. Budiansky, Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, **82**, 5719-5735, 1977.
- 小川康雄・内田利弘・佐藤 功・菊池恒夫, 鬼首カルデラにおける MT 法探査データの解釈, 地質調査所報告, **268**, 315-331, 1988.
- 小川康雄・三品正明・本倉義守・高橋幸祐・タンクブレンド, 広帯域 MT 観測による長町利府断層の深部構造探査, 第 112 回地球電磁気・地球惑星圏学会講演会講演予稿集, C41-08, 2002.
- 大槻憲四郎・中田高・今泉俊文, 東北地方南東部の第 4 紀地殻変動とブロックモデル, 地球科学, **31**, 1-14, 1977.
- Okada, T., Seismic wave polarization anisotropy beneath the Northeastern Japan arc, Master the-

- sis, 150 pp., Tohoku Univ., 1994.
- 岡田知己・長谷川 昭, 東北地方地殻深部に発生する低周波微小地震の活動とモーメントテンソル解, 火山, **45**, 47-63, 2000.
- Okada, T., T. Matsuzawa, S. Matsumoto, K. Nida, A. Ito, and A. Hasegawa, Shear wave splitting observed in the southwestern part of Fukushima Prefecture, northeastern Japan, *J. Phys. Earth*, **42**, 303-319, 1994.
- Okada, T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, Shear-wave polarization anisotropy beneath the north-eastern part of Honshu, Japan, *Geophys. J. Int.*, **123**, 781-797, 1995.
- Okada, T., U. Umino, Y. Ito, T. Matsuzawa, A. Hasegawa, and M. Kamiyama, Source processes of 15 September 1998 M5.0 Sendai, northeastern Japan, earthquake and its M3.8 foreshock by waveform inversion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 1607-1618, 2001.
- Okamura, Y., M. Watanabe, E. Morijiri, and M. Satoh, Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea, *Island Arc*, **4**, 166-181, 1995.
- 小野寺 充・堀内茂木・長谷川 昭, V_p/V_s インバージョンによる 1996 年鬼首地震震源域周辺の 3 次元地震波速度構造, 地震, **51**, 265-279, 1998.
- Peacock, S.M., Fluid processes in subduction zones, *Science*, **248**, 329-337, 1990.
- Peacock, S.M., T. Rushmer, and A.B. Thompson, Partial melting of subducting oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 277-244, 1994.
- Ribe, N.M., Seismic anisotropy and mantle flow, *J. Geophys. Res.*, **94**, 4213-4223, 1989.
- Ribe, N.M., On the relation between seismic anisotropy and finite strain, *J. Geophys. Res.*, **97**, 8737-8747, 1992.
- Robertson, J.K., and P.J. Wyllie, Rock-water systems, with special reference to the water deficient region, *Am. Jour. Sci.*, **271**, 252-277, 1971.
- Roth, E.G., D.A. Wiens, L.M. Dorman, J. Hildebrand, and S.C. Webb, Seismic attenuation tomography of the Tonga-Fiji region using phase pair methods, *J. Geophys. Res.*, **104**, 4795-4809, 1999.
- Roth, E.G., D.A. Wiens, and D. Zhao, An empirical relationship between seismic attenuation and velocity anomalies in the upper mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 601-604, 2000.
- Saito, T., H. Sato, and M. Ohtake, Envelope broadening of spherically outgoing waves in three-dimensional random media having power law spectra, *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JB000264, 2002.
- Sakuyama, M., Lateral variation of H_2O contents in quaternary magmas of Northeastern Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 103-111, 1979.
- Sakuyama, M., and R.W. Nesbitt, Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the northeast Japan arc, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 413-450, 1986.

- Sandvol, E., J. Ni, R. Kind, and W. Zhao, Seismic anisotropy beneath the southern Himalayas-Tibet collision zone, *J. Geophys. Res.*, **102**, 17813-71823, 1997.
- Sarker, G., and G.A. Aers, Lithospheric temperature estimates from seismic attenuation across range fronts in southern and central Eurasia, *Geology*, **27**, 427-430, 1999.
- Sato, H., Thermal structure of the mantle wedge beneath northeastern Japan: magmatism in an island arc from the combined data of seismic anelasticity and velocity and heat flow, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **51**, 237-252, 1992.
- Sato, H., H₂O and magmatism in island arc mantle inferred from seismic anelasticity and heat flow data, *J. Phys. Earth*, **42**, 439-453, 1994.
- 佐藤博樹・長谷川 昭, 東北日本上部マントルの部分熔融域と低周波微小地震・地殻内反射面との対応について, *地震* **2**, **48**, 433-434, 1995.
- 佐藤博樹・長谷川 昭, 東北日本上部マントルの部分熔融域のマッピングー島弧におけるマグマの上昇ー, *火山*, **41**, 115-125, 1996.
- Sato, H., I.S. Sacks, T. Murase, G. Muncill, and H. Fukuyama, Qp-melting temperature relation in peridotite at high pressure and temperature: Attenuation mechanism and implications for the mechanical properties of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **94**, 10647-10661, 1989.
- Sato, H., K. Muro, and A. Hasegawa, Three-dimensional mapping of magma source and transport regions from seismic data: The mantle wedge beneath northeastern Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 377-398, 1998.
- Sato, H., T. Imaizumi, T. Yoshida, H. Ito, and A. Hasegawa, Tectonic evolution and deep to shallow geometry of Nagamachi-Rifu active fault system, NE Japan, *Earth Planet Space*, **54**, 1039-1043, 2002.
- 佐藤峰司, 地殻変動連続観測による岩手山の火山活動に関する研究, 100 pp., 東北大学博士論文, 2001.
- 佐藤俊也・三浦 哲・立花憲司・佐竹義美・長谷川 昭, 稠密 GPS 観測網により観測された東北脊梁山地の地殻変動, *地震* **2**, **55**, 181-191, 2002.
- Savage, M.K., Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?, *Rev. Geophys.* **37**, 65-106, 1999.
- Schmeling, H., Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electric properties of rocks. Part I: elasticity and anelasticity, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **41**, 34-57, 1985.
- Schmidt, M., and S. Poli, Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**, 361-379, 1998.
- Scholz, C.H., The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to

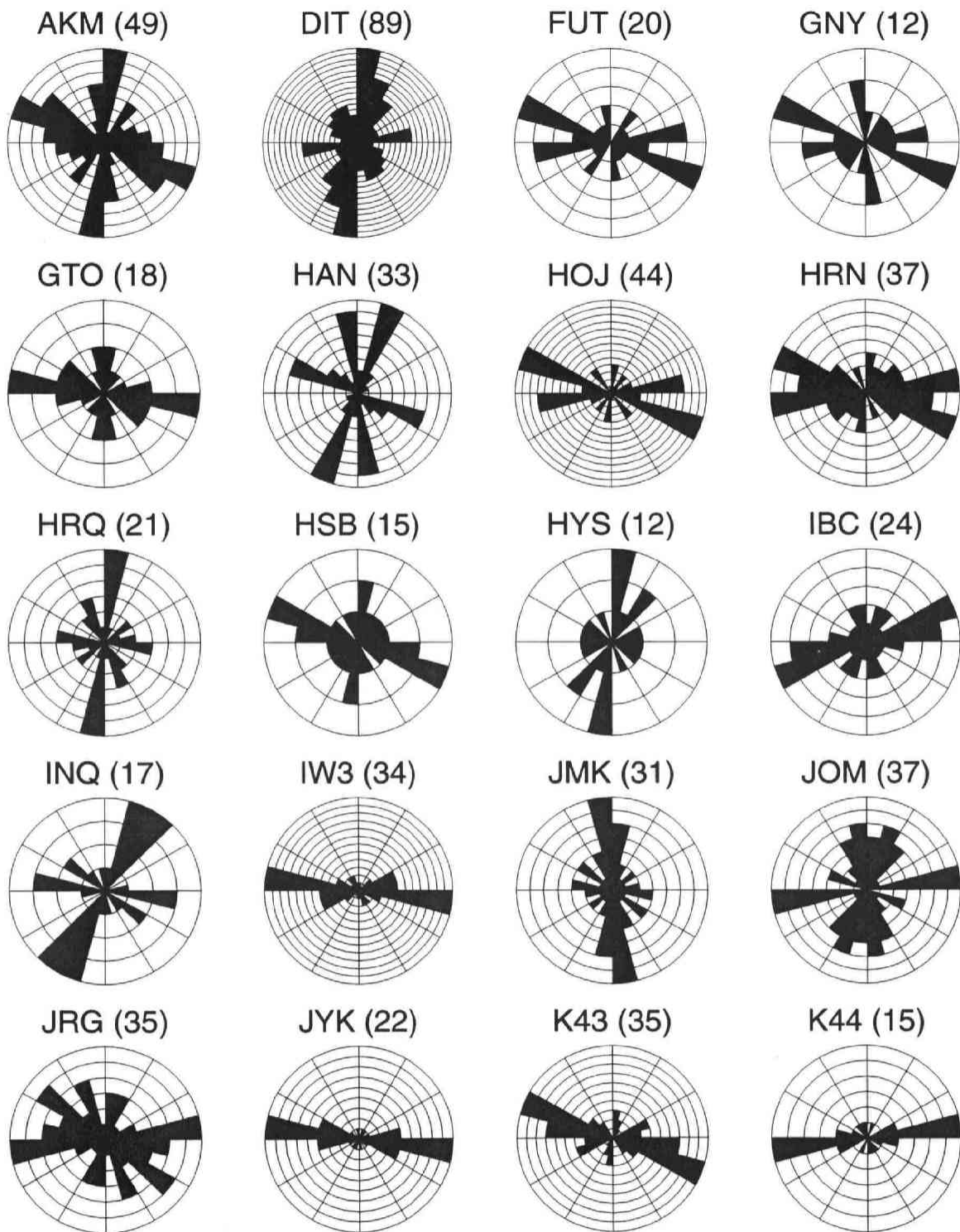
- earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399-415, 1968.
- Shih, X.R., and R.P. Meyer, Observation of shear wave splitting from natural events: south most of Long Valley caldera, California, June 29 to August 12, 1982, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11179-11195, 1990.
- Silver, P.G., Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depth of Geology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **24**, 385-432, 1996.
- Silver, P.G., and W.W. Chan, Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16429-16454, 1991.
- Sobolev, S.V., H. Zeyen, G. Stoll, F. Werling, R. Altherr, and K. Fuchs, Upper mantle temperature from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **139**, 147-163, 1996.
- Sobolev, S.V., H. Zeyen, M. Graney, U. Achauer, C. Bauer, F. Werling, R. Altherr, and K. Fuchs, Upper mantle temperature and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observation, *Tectonophysics*, **275**, 143-164, 1997.
- 宗田靖恵・松澤 暢・長谷川 昭, レシーバー関数による東北日本弧の地殻・最上部マントル速度構造の推定, *地震*, **54**, 347-363, 2002.
- Spiegelman, M., and D. McKenzie, Simple 2-D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 137-152, 1987.
- Sudo, Y., and L.S.L. Kong, Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **63**, 326-344, 2001.
- Suzuki, I., Thermal expansion of periclase and olivine, and their anharmonic properties, *J. Phys. Earth*, **23**, 145-159, 1975.
- 多田 堯, 地殻水平歪による日本列島地体構造区分, *月刊地球*, **18**, 807-811, 1996.
- Tadokoro, K., M. Ando, and Y. Umeda, S wave splitting in the aftershock region of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Geophys. J. Int.*, **104**, 981-991, 1999.
- 高木章雄・長谷川 昭, 東北日本弧系における地震活動の特性と予知研究, *地震予知研究シンポジウム (1976)*, 15-20, 1976.
- Takagi, A., A. Hasegawa, and N. Umino, Seismic activity in the northeastern Japan arc, *J. Phys. Earth*, **25**, 95-104, 1977.
- Takahashi, E., Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotite upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9367-9382, 1986.
- 高橋正樹, 島弧・マグマ・テクトニクス, 東京大学出版会, 322 pp., 2000.
- 高橋奈津子, 地表に露出した幌満マントルダイアピル, *科学*, **66**, 428-436, 1996.

- Takanami, T., I.S. Sacks, and A. Hasegawa, Attenuation structure beneath the volcanic front in northeastern Japan from broad-band seismograms, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **121**, 339-357, 2000.
- Takei, Y, Effect of pore geometry on V_p/V_s : From equilibrium geometry to crack, *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JB000522, 2002.
- 竹野直人, 栗駒北部地熱地域の地質, 地質調査所報告, **268**, 191-210, 1988.
- Tan, B.H., I. Jackson, and D.F. Gerald, Shear wave dispersion and attenuation in fine-grained synthetic olivine aggregates: preliminary results, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1055-1058, 1997.
- 田中明子・矢野雄策・笹田政克・大久保泰邦・梅田浩司・中司 昇・秋田藤夫, 坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル, 地質調査所月報, **50**, 457-487, 1999.
- Tanaka, S., H. Hamaguchi, S. Ueki, M. Sato, and H. Namamichi, Migration of seismic activity during the 1998 volcanic unrest at Iwate volcano, northeastern Japan, with reference to P and S wave velocity anomaly and crustal deformation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **113**, 399-414, 2002a.
- Tanaka, S., H. Hamaguchi, T. Nishimura, T. Yamawaki, S. Ueki, H. Nakamichi, T. Tsutsui, H. Miyamachi, N. Matsuwo, J. Oikawa, T. Ohminato, K. Miyaoka, S. Onizawa, T. Mori, and K. Aizawa, Three-dimensional P-wave velocity structure of Iwate volcano, Japan from active seismic survey, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2002GL014983, 2002b.
- Tanimoto, T., and D.L. Anderson, Mapping mantle convection, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 287-290, 1984.
- Tatsumi, Y., Formation of volcanic front in subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 717-720, 1986.
- Tatsumi, Y., M. Sakuyama, H. Fukuyama, and I. Kushiro, Generation of arc basalt magma and thermal structure of the mantle wedge in subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5815-5825, 1983.
- Thompson, A.B., Water in the Earth's upper mantle, *Nature*, **358**, 295-302, 1998.
- Toksöz, M.N., J.W. Minner, and B.R. Julian, Temperature field and geophysical effects of downgoing slab, *J. Geophys. Res.*, **76**, 1113-1138, 1971.
- Tsumura, N., A. Hasegawa, and S. Horiuchi, Simultaneous estimation of attenuation structure, source parameters and site response spectra application to the northeastern part of Honshu, Japan, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **93**, 105-121, 1996.
- Tsumura, N., S. Matsumoto, S. Horiuchi, and A. Hasegawa, Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquake,

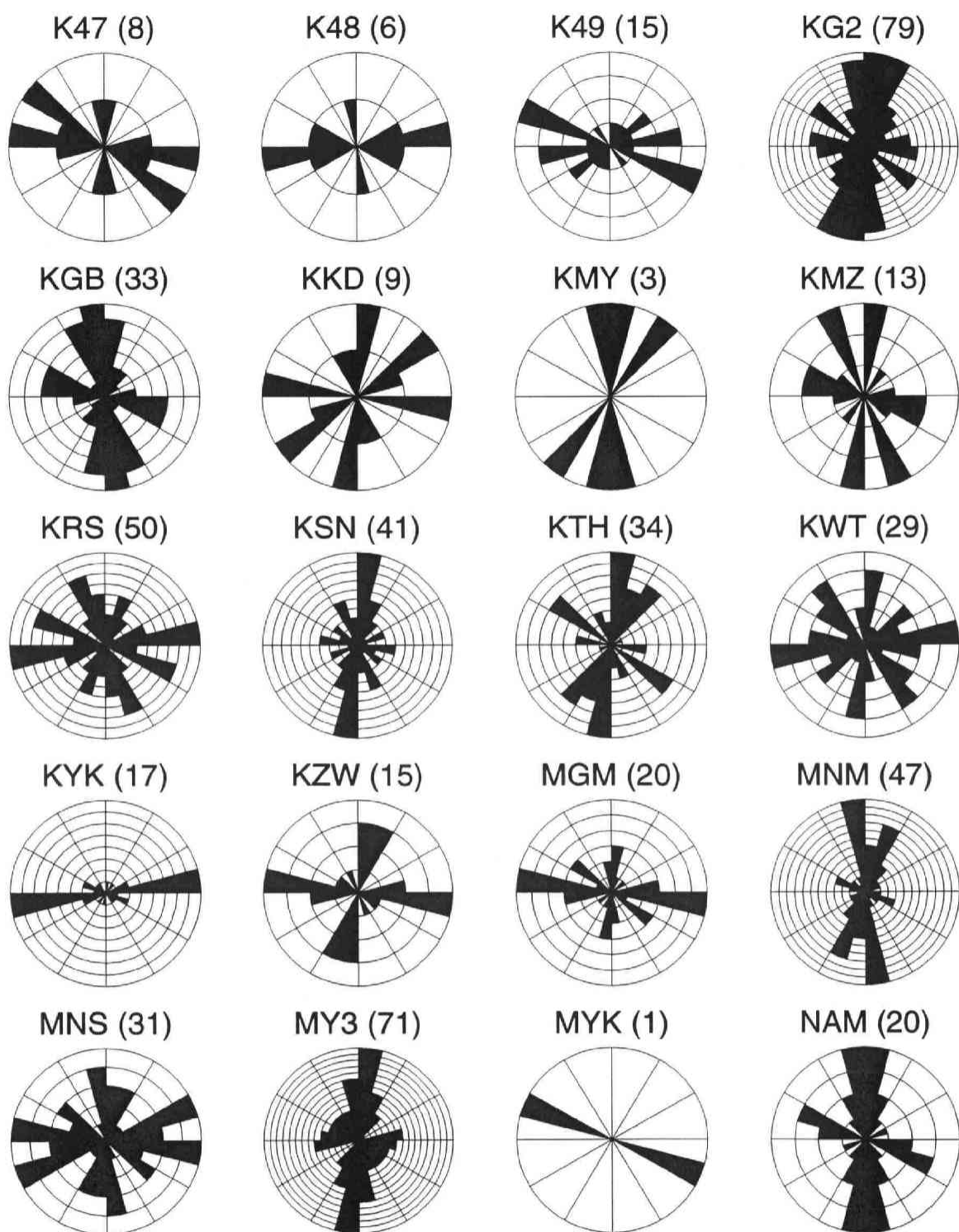
- Tectonophysics*, **319**, 241-260, 2000.
- 氏川尚子, 地殻内地震波反射面に関する研究, 東北大学修士論文, 123 pp., 2002.
- 海野徳仁・長谷川 昭, 東北日本に見られる深発地震面の二層構造について, *地震* **2**, **27**, 125-139, 1975.
- 海野徳仁・長谷川 昭, 東北日本弧の3次元 Qs 値構造, *地震* **2**, **37**, 217-228, 1984.
- Umino, N., A. Hasegawa, and T. Matsuzawa, sP depth phase at small epicentral distance and estimated subducting plate boundary, *Geophys. J. Int.*, **120**, 356-366, 1995.
- 海野徳仁・松澤 暢・堀 修一郎・中村綾子・山本 明・長谷川 昭・吉田武義, 1996年8月11日宮城県鬼首付近に発生した地震について, *地震* **2**, **51**, 253-264, 1998.
- Umino, N., T. Okada, and A. Hasegawa, Foreshock and aftershock sequence of 1998 M5.0 Sendai, northeastern Japan, earthquake and its implications for earthquake nucleation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2465-2477, 2002a.
- Umino, N., H. Ujikawa, S. Hori, and A. Hasegawa, Distinct S-wave reflectors (bright spots) detected beneath the Nagamachi-Rifu fault, NE Japan, *Earth Planets Space*, **54**, 1021-1026, 2002b.
- Urbancic, T.I., C.I. Trifu, J.M. Long, and R.P. Yuoung, Space time correlations of b-value with stress release, *Pure Appl. Geophys.*, **139**, 449-462, 1992.
- Villaseñor, A., H.M. Benz, L. Filippi, G. De Luca, R. Scarpa, G. Patane, and S. Vinciguerra, Three-dimensional P-wave velocity structure of Mt. Etna, Italy, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1975-1978, 1998.
- Waff, H.S., and J.R. Bulau, Equilibrium fluid distribution in an ultramafic partial melt under hydrostatic stress conditions, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6109-6114, 1979.
- Walck, M., Three-dimensional Vp/Vs variation for the Coso region, California, *J. Geophys. Res.*, **93**, 2047-2052, 1988.
- Watanabe, T., Effects of water and melt on seismic velocities and their application to characterization of seismic reflectors, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2933-2936, 1993.
- Woirgard, J., and Y. Gueguen, Elastic modulus and internal friction in enstatite, forsterite and peridotite at seismic frequencies and high temperatures, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **17**, 140-146, 1978.
- Wyss, M., A. Hasegawa, and J. Nakajima, Source and path of magma for volcanoes in the subduction zones of northeastern Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1819-1822, 2001.
- Yamada, E., Geologic development of the Onikobe caldera, northeast Japan, with special reference to its hydrothermal system, *Rept. Geol. Surv. Japan*, **268**, 61-190, 1988.
- Yamamoto, K., M. Kosuga, and T. Hirasawa, A theoretical method for determination of effective elastic constants of isotropic composites, *Sci. Rep. Tohoku. Univ.*, **28**, 47-67, 1981.

- Yamawaki, T., Three-Dimensional Shallow velocity Structure of Bandai Volcano Inferred from Explosion Experiment, Master thesis, 85 pp., Tohoku Univ., 1999.
- Yang, X., K.M. Fischer, and G.A. Abers, Seismic anisotropy beneath the Shumagin Island segment of the Aleutian-Alaska subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **100**, 18615-18177, 1995.
- Yoshida, T., The evolution of arc magmatism in the NE Honshu arc, Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, **36**, 131-149, 2001.
- 吉本和生・内田直希・佐藤春夫・大竹政和・平田 直・小原一成, 長町-利府断層 (宮城県中部) 近傍の微小地震活動, 地震 2, **52**, 407-416, 2000.
- Zhang, S., and S. Karato, Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformation in simple shear, *Nature*, **375**, 744-777, 1995.
- Zhao, D., and A. Hasegawa, P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, *J. Geophys. Res.*, **98**, 4333-4353, 1993.
- Zhao, D., and H. Negishi, The 1995 Kobe earthquake: Seismic imaging of the source zone and its implications for the rupture nucleation, *J. Geophys. Res.*, **103**, 9967-9986, 1998.
- Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa, 3-D seismic velocity structure of the crust and uppermost mantle in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **181**, 135-149, 1990.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi, Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19909-19928, 1992.
- Zhao, D., A. Hasegawa, and H. Kanamori, Deep structure of Japan subduction zones as derived from local, regional and teleseismic events, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22313-22329, 1994.
- Zhao, D., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern Japan arc, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **102**, 89-104, 1997a.
- Zhao, D., Y. Xu, D. Wines, L. Dorman, J. Hildebrand, and S. Webb, Depth extent of the Lau back-arc spreading center and its relation to subduction processes, *Science*, **278**, 254-157, 1997b.

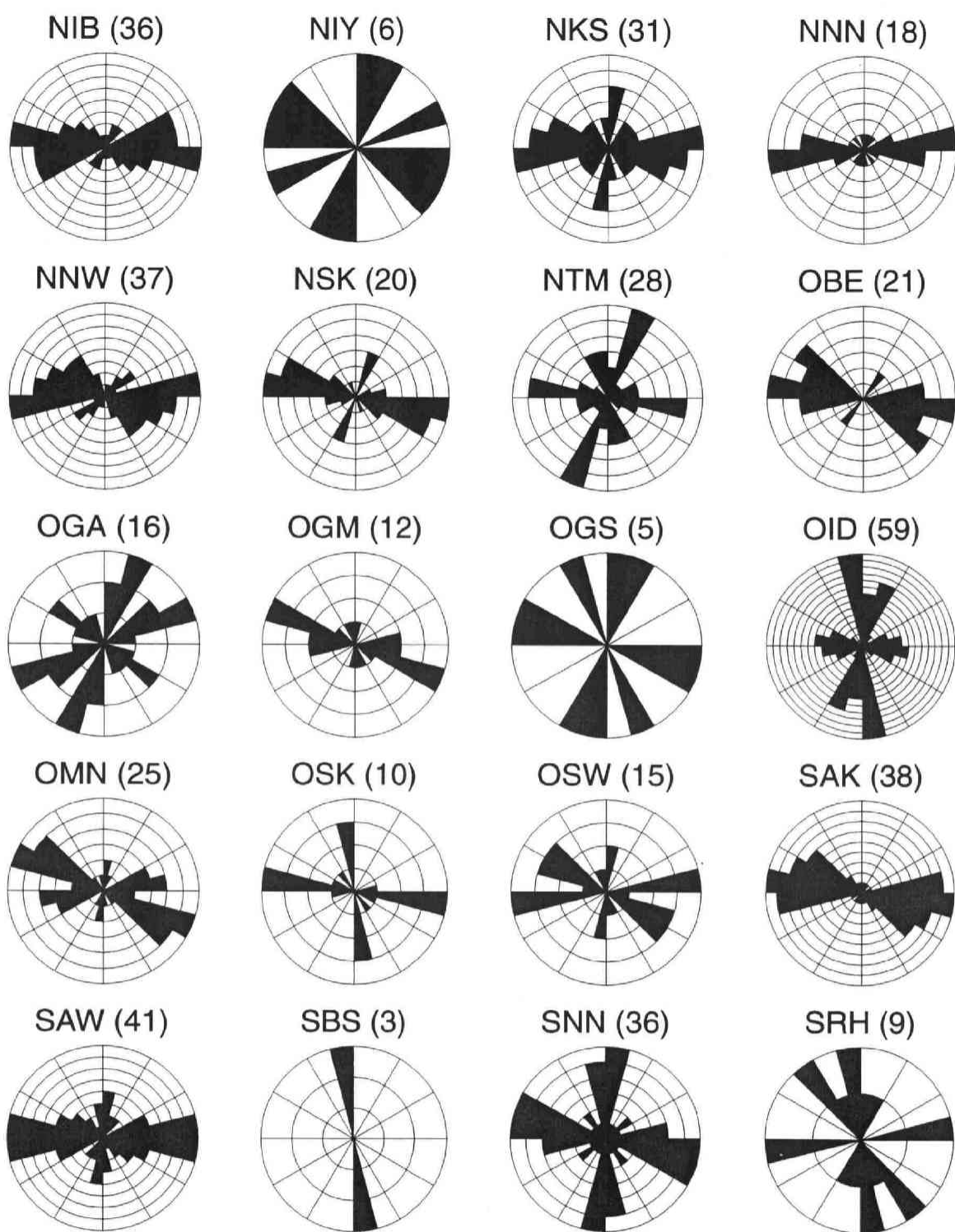
補遺



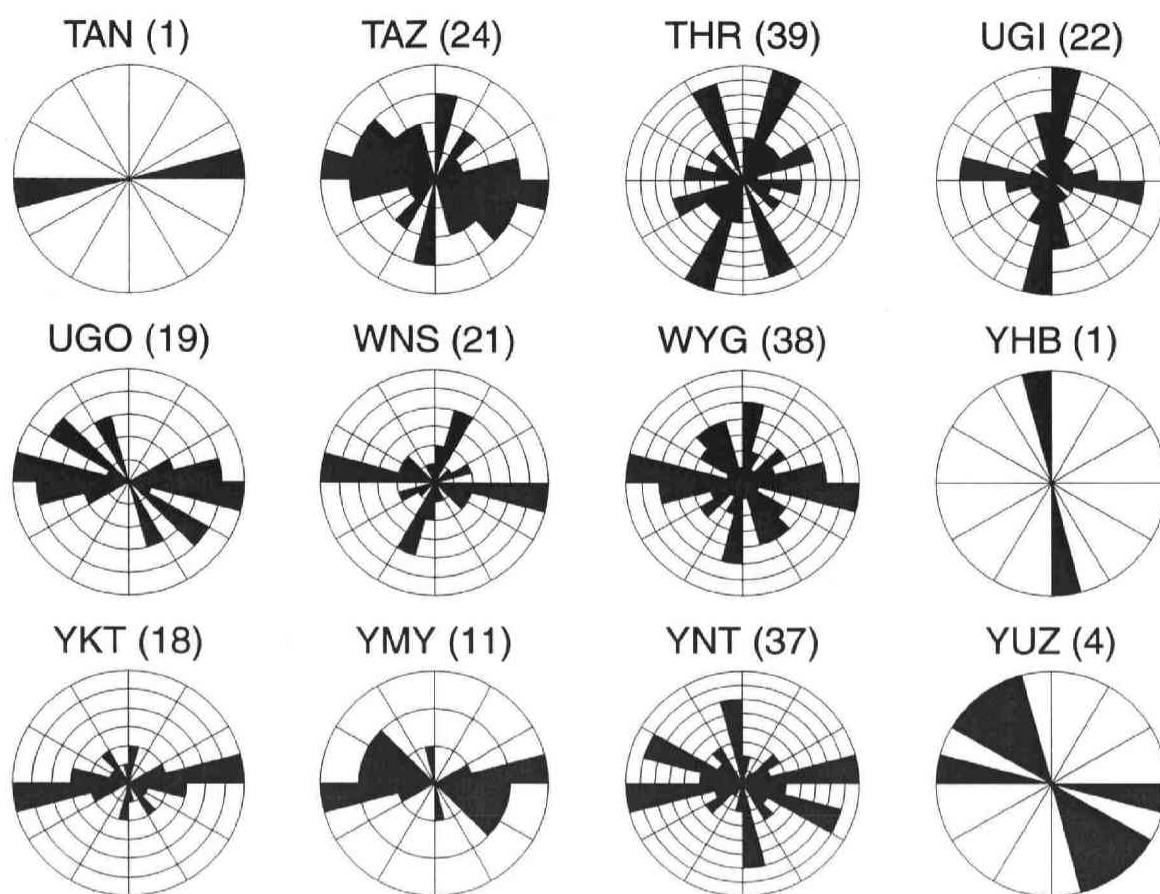
図A. 稍深発地震の解析で得られた各観測点における速いS波の振動方向のrose diagram. 3文字の英字は観測点コードを, その後ろの括弧付きの数字は観測値の数を表す.



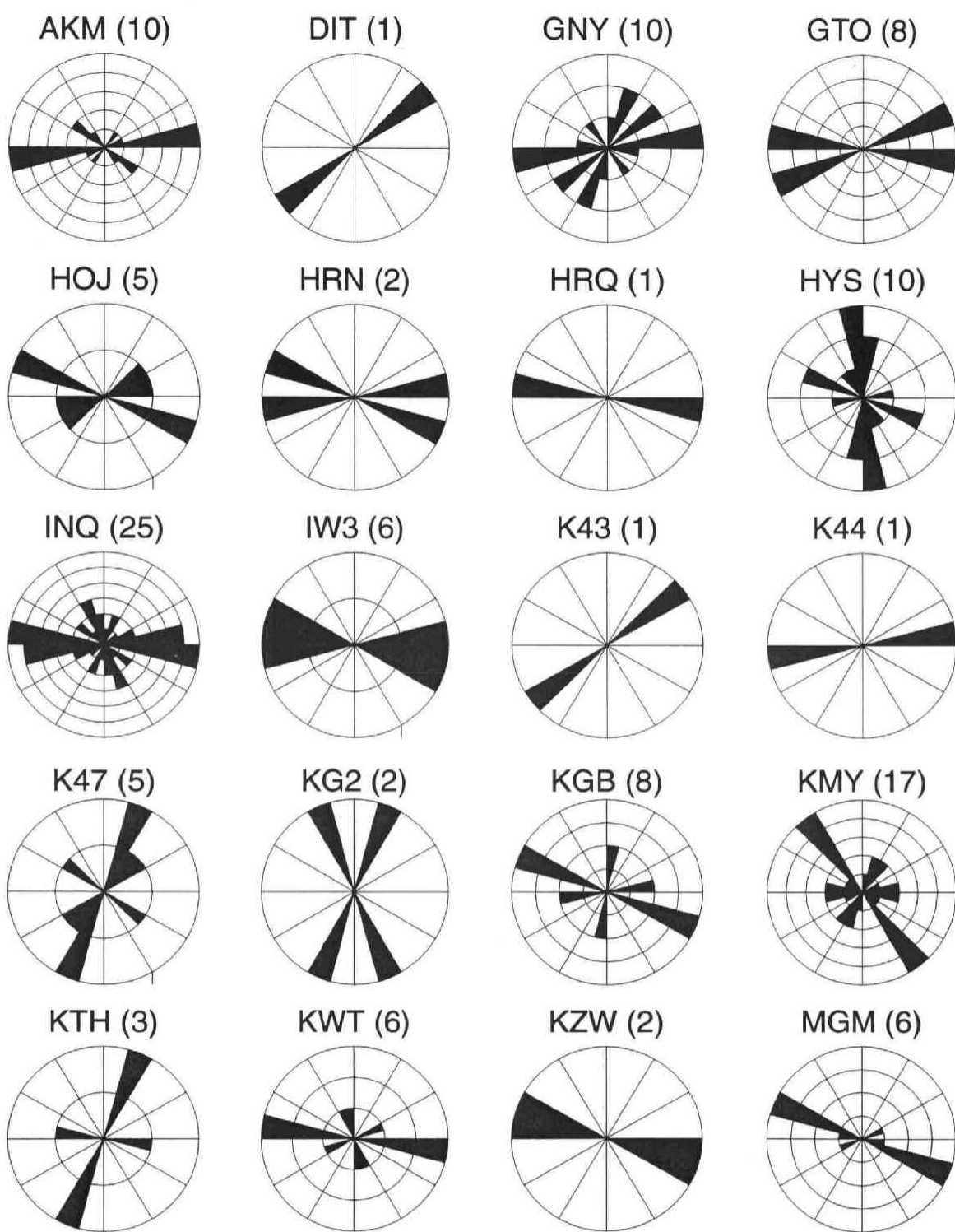
図A. つづき.



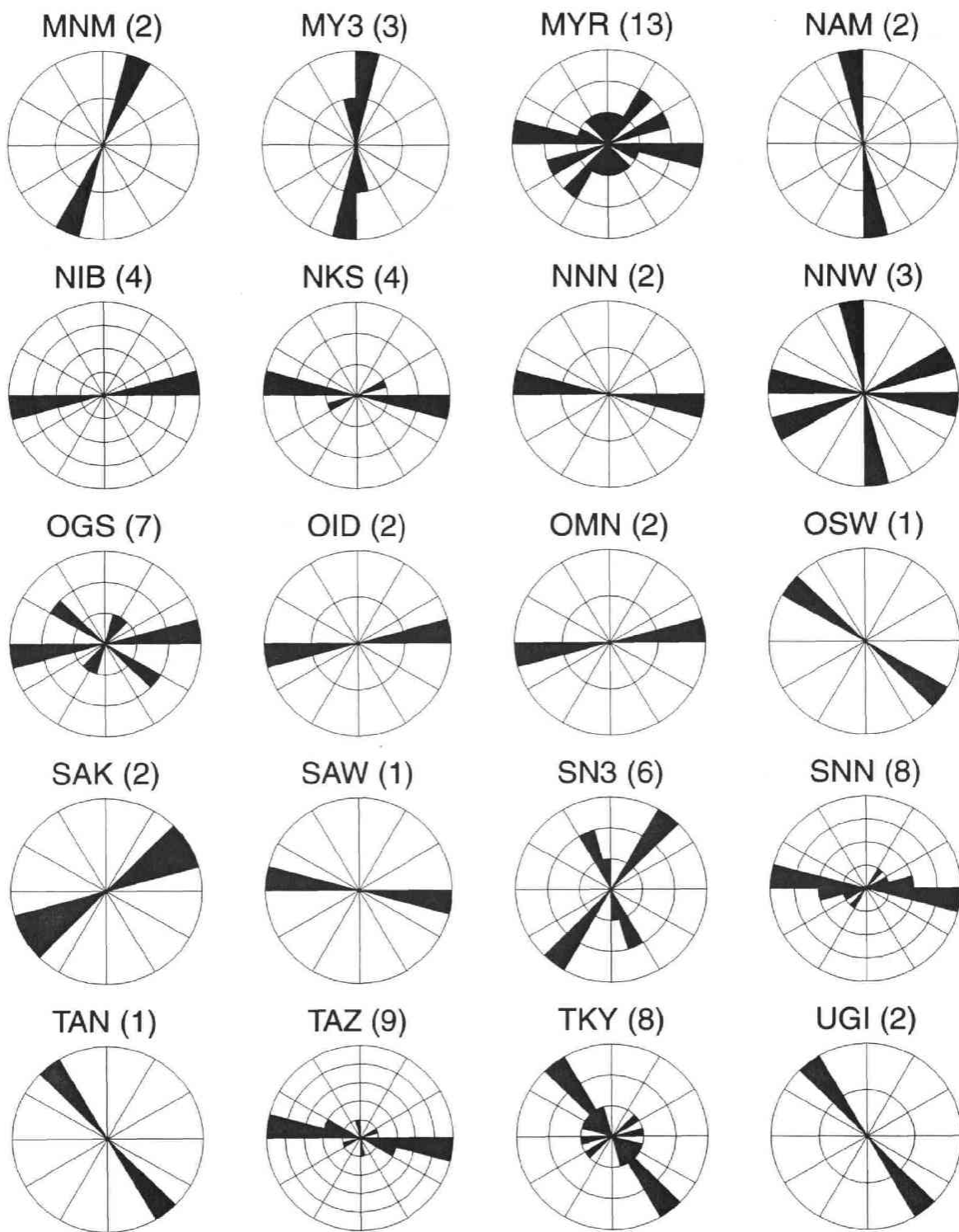
図A. つづき.



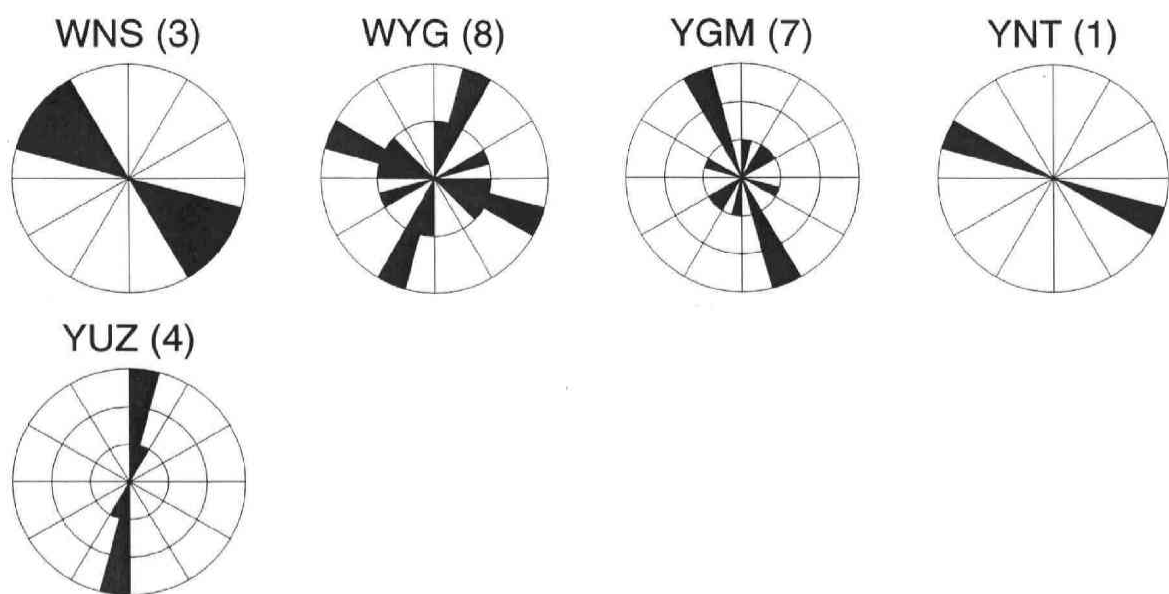
図A. つづき.



図B. 浅発地震の解析で得られた各観測点における速いS波の振動方向のrose diagram. 3文字の英字は観測点コードを, その後ろの括弧付きの数字は観測値の数を表す.



図B. つづき.



図B. つづき.